R. Hantke

Eiszeitalter 3

Die jüngste Erdgeschichte der Schweiz und ihrer Nachbargebiete

Westliche Ostalpen mit ihrem bayerischen Vorland bis zum Inn-Durchbruch und Südalpen zwischen Dolomiten und Mont-Blanc

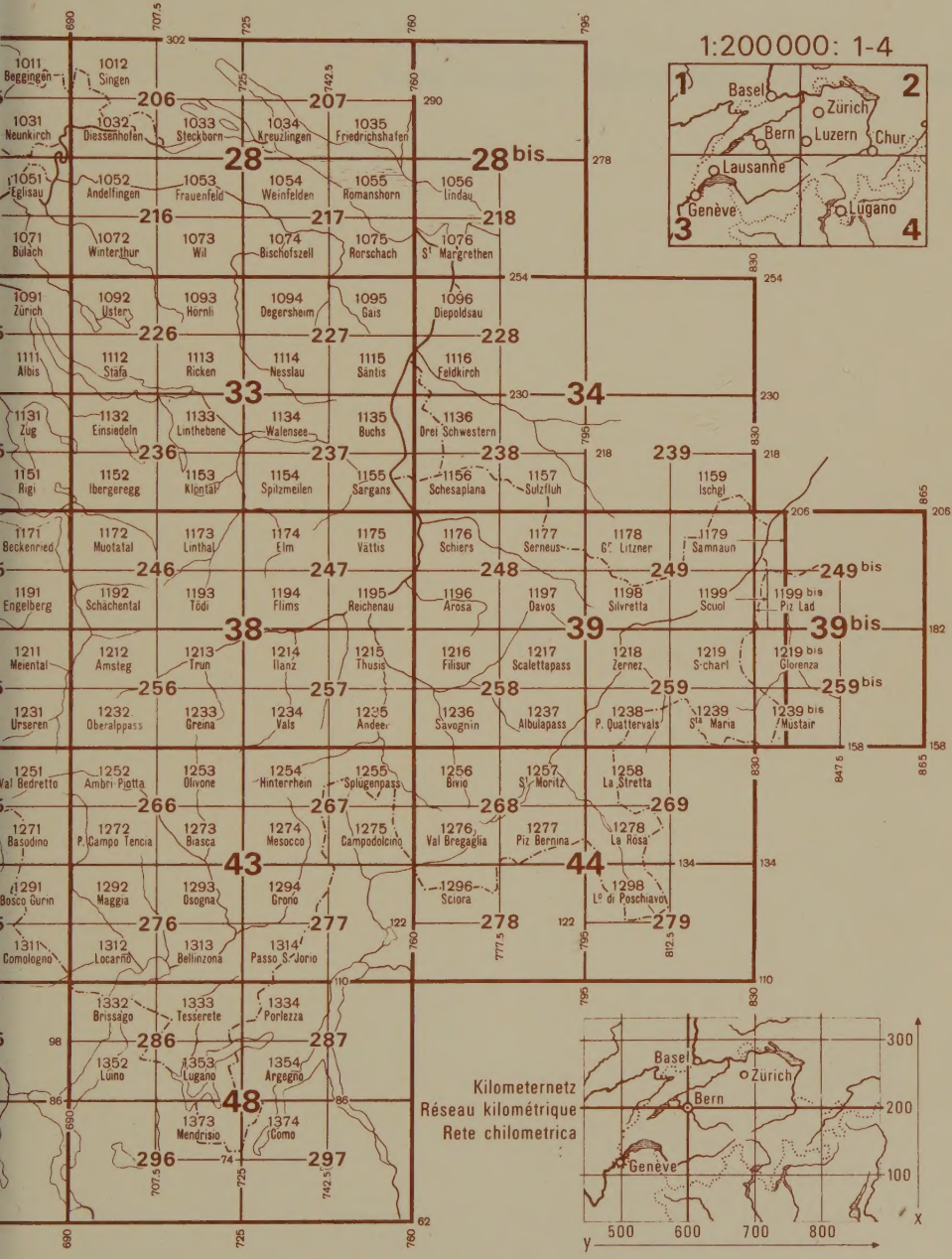
Landeskarten der Schweiz

Blatteinteilung

1:25000: 1011–1374
1:50000: 205–297
1:100000: 26–48

de la Suisse
feuilles

Carte nazionali della Svizzera
Tavola dei fogli



René Hantke Eiszeitalter Band 3

René Hantke

EISZEITALTER

Band 3

Die jüngste Erdgeschichte der Schweiz
und ihrer Nachbargebiete

Westliche Ostalpen
mit ihrem bayerischen Vorland
bis zum Inn-Durchbruch
und Südalpen zwischen
Dolomiten und Mont Blanc

OTT VERLAG THUN

Ott Verlag Thun

Dem Andenken meiner verstorbenen Eltern und Freunde
Prof. Dr. Dr. h.c. Max Pfannenstiel, Freiburg i. Br.,
Prof. Dr. W. Brückner, St. John's, Newfoundland,
Prof. Dr. N. Théobald, Besançon,
Dr. E. Gerber, Schinznach-Dorf AG.

ISBN 3-7225-6260-0

© 1983, Ott Verlag Thun
Alle Rechte, auch die des auszugsweisen Nachdrucks,
der fotomechanischen Wiedergabe, der Übertragung in Bildstreifen
und der Übersetzung vorbehalten.
Printed in Switzerland
Satz und Druck: Ott Verlag Thun
Schutzumschlag: Jean Masset, Basel

Inhaltsverzeichnis

Vorwort 11

Die westlichen Ostalpen bis zum Inn-Durchbruch 15

Bayerische Alpen und ihr Vorland zwischen Rhein und Inn 15

Die Akkumulations- und Ablationsgebiete 15
Die Gliederung des Eiszeitalters aufgrund der Schotterfluren und Moränen im Schwäbisch-Bayerischen Alpen-Vorland 18
Die Schieferkohle-Vorkommen am Uhlenberg bei Dinkelscherben 20
Glazial übertiefte Talabschnitte in den Bayerischen Alpen 22
Die interglazialen und frühwürmzeitlichen Abfolgen am Bayerischen Alpenrand 24
Das Interglazial-Vorkommen von Eurach S des Starnberger Sees 26
Zur Entstehung der Münchner Schotterfluren 28
Interglaziale Molluskenfaunen um München 30
Ältere Gehängeschutt-Brekzien und Moränen in den zentralen Bayerischen Alpen 31
Der Iller-Gletscher 33
Der Iller-Schwemmfächer E von Ulm 47
Paläo-Ökologie der postglazialen Täler S der Donau 48
Der Lech-Gletscher 48
Der Ammer/Loisach-Gletscher 53
Der Loisach/Isar-Gletscher 58
Wolfratshauser-, Tölzer- und Kochelsee 62
Mangfall-, Schlierach- und Leitzach-Gletscher 64
Zur Ur- und Frühgeschichte des oberbayerischen Hochlandes 68
Zitierte Literatur 73

Der Inn-Gletscher 79

Der sich aufbauende Eisstrom 79

Die Anlage des Engadins und seiner Quelläste 79
Der schweizerische Anteil am Akkumulationsgebiet 80
Die Höttinger Brekzie und die Inntal-Terrassen 84
Die jungpleistozäne Vegetationsabfolge am Samerberg in Oberbayern 96
Präwürmzeitliche Schotter im Vorfeld des Inn-Gletschers 97
Zitierte Literatur 97

Der hoch- und spätwürmzeitliche Inn-Gletscher in Bayern und in Tirol 100

Das Molasse-Relief im Bereich des frontalen würmzeitlichen Inn-Gletschers 100
Die äußersten Randlagen des Inn-Gletschers in Bayern 100
Die Randlagen und die Zungenbecken von Inn/Achen- und Saalach/Salzach-Gletscher 101
Der spätwürmzeitliche Rosenheimer See und die Vegetationsentwicklung seiner Umgebung 103
Die Gletscher des Zillertales in Spätwürm und Holozän 105
Die spätwürmzeitlichen Transfluenzen über die Seefelder Sättel und der Leutasch-Gletscher . 107
Die Quartär-Füllung des Inntales 108
Die spätwürmzeitlichen Stadien in den Typus-Gebieten des Inn-Systems 109
Das Gschnitz- und das Stubai-Tal in Spätwürm und Holozän 111
Das Brenner-Eis im Spätwürm 114
Das Ötztal in Spätwürm und Holozän 115

Die Täler des Sellrain in Spätwürm und Holozän ... 120
Der Pitz-Gletscher ... 121
Spätwürmzeitliche und holozäne Vorstöße von Rosanna- und Trisanna-Gletscher ... 124
Der Inn-Gletscher und seine Zuschüsse zwischen Landeck und Pfunds ... 128
Zur Vegetationsgeschichte im Quellgebiet von Trisanna und Rosanna ... 131
Zur spät- und nacheiszeitlichen Vegetationsgeschichte Tirols ... 131
Die Funde eiszeitlicher Großsäuger im Tiroler Inntal ... 135
Zur Ur- und Frühgeschichte des Inntales und seiner Seitentäler ... 135
Zur Besiedlungsgeschichte des Oberinntales Landeck-Pfunds ... 139
Zitierte Literatur ... 141

Das bündnerische Inn-System im Spätwürm und im Holozän ... 145

Der Samnauner Gletscher ... 145
Die spätwürmzeitlichen und holozänen Vorstöße im Unterengadin ... 146
Der Clemgia-Gletscher ... 155
Der Spöl-Gletscher ... 157
Zur Wald- und Klimageschichte im Unterengadin und Nationalpark-Gebiet ... 160
Nördliche Spätwürm-Relikte und östliche Zuwanderer in der Unterengadiner Flora ... 164
Zur Ur- und Frühgeschichte des Unterengadin und des Spöl-Tales ... 164
Die spätwürmzeitlichen und holozänen Gletscherstände zwischen der Val Bever und Zernez 166
Die Val Bever im ausgehenden Spätwürm und im Holozän ... 171
Die jüngeren spätwürmzeitlichen Vorstöße im Oberengadin ... 173
Die jüngeren spätwürmzeitlichen und holozänen Gletschervorstöße in der Val Bernina ... 179
Die Vegetationsentwicklung im Oberengadin und im Bernina-Gebiet ... 187
Zur Ur- und Frühgeschichte des Oberengadin ... 192
Zitierte Literatur ... 193

Die Südalpen zwischen Dolomiten und Mont Blanc ... 197

Der Etsch-Gletscher ... 197

Die Einzugsgebiete und die bedeutendsten Zuflüsse ... 197
Das Ablationsgebiet ... 199
Die quartären Sedimente der Po-Ebene und die Übertiefung des Gardasee-Beckens ... 203
Die Römische Regression, das größte Zurückweichen des Mittelmeeres ... 205
Die Moränen im Gardasee-Gebiet ... 206
Die spät- und postglaziale Vegetationsgeschichte des Gardasee-Gebietes ... 210
Zur Ur- und Frühgeschichte des Gardasees ... 215
Die Pfahlbausiedlung am Lago di Ledro ... 216
Der Chiese-Gletscher ... 218
Der Sarca-Gletscher ... 224
Zur Ur- und Frühgeschichte der Valli Giudicarie und der Valle Sabbia ... 227
Der Avisio-Gletscher ... 228
Der Noce-Gletscher ... 231
Die eiszeitlichen Ablagerungen SW von Bozen ... 233
Zur Vegetationsgeschichte des Bozner Raumes und des Eisack-Tales ... 234
Alte Hochflächen zwischen Etsch/Adige und Pustertal/Pusteria ... 237
Der Talfer-Gletscher im Spätwürm ... 237
Zur Ur- und Frühgeschichte von Etsch-, Sarn- und Eggen-Tal ... 238
Der Eisack-Gletscher im Spätwürm ... 246
Die westlichen Dolomiten im Eiszeitalter ... 249
Zur Ur- und Frühgeschichte des Eisacktales und der westlichen Dolomiten ... 251
Prähochwürmzeitliche Ablagerungen im Pustertal/Pusteria ... 258
Das Pustertal/Pusteria in den eiszeitlichen Maximalständen ... 259

Das Pustertal in Spätwürm und Holozän ... 261
Gader- und Pragser Gletscher ... 264
Das Tauferer Tal/Valle di Tures und seine Quelläste in Spätwürm und Holozän ... 268
Das Antholzer- und das Gsieser Tal in Spätwürm und Holozän ... 273
Das Sexten-Tal im Spätwürm ... 274
Zur Ur- und Frühgeschichte des Pustertales und seiner Seitentäler ... 275
Das Ultental/Val d'Ultimo im Spätwürm ... 277
Der spätwürmzeitliche Eiszerfall im Passeier-Tal ... 278
Die spätwürmzeitlichen Eisvorstöße im Vinschgau/Val Venosta ... 280
Das Schnalstal in Spätwürm und Holozän ... 282
Die erste Besiedlung von Burggrafenamt und Vinschgau ... 283
Die Gegend des Reschenpasses in Würm-Eiszeit, Spätwürm und Holozän ... 286
Spätwürmzeitliche und holozäne Gletscherstände in der Ortler-Gruppe ... 291
Die spätwürmzeitlichen Stadien im Münstertal/Val Müstair ... 291
Zur Besiedlung des Münstertales ... 294
Die ins Eisack- und ins obere Etschtal vorgedrungene wärmeliebende Flora ... 294
Zitierte Literatur ... 295

Das Gebiet zwischen Gardasee und Comer See ... 303
Das jüngere Pliozän am S-Rand der Bergamasker Alpen und ihr pleistozänes Emporheben . 303
Die Ablagerungen des Villafranchiano zwischen Gardasee und Adda ... 303
Die präwürmzeitlichen Floren in den Bergamasker Alpen: Leffe und Piánico-Séllere ... 304
Wirbeltier-Reste aus dem Quartär des Südalpen-Randes ... 307
Das Mittelpleistozän zwischen Gardasee und Comer See ... 309
Die Gletscher der Bergamasker Alpen und der Brescianer Berge ... 310
Die Brescianer Berge zur Eiszeit ... 310
Der Mella-Gletscher ... 311
Der riß- und würmzeitliche Oglio-Gletscher ... 312
Der Lago d'Endine ... 318
Der spätwürmzeitliche Oglio-Gletscher und das Tonale-Gebiet ... 318
Zur Ur- und Frühgeschichte der Val Camónica ... 322
Der Sério-Gletscher ... 324
Der Brembo-Gletscher ... 331
Zur Ur- und Frühgeschichte der Bergamasker Täler und ihres Vorlandes ... 333
Zitierte Literatur ... 334

Der Mera/Adda-Gletscher ... 337
Die Nährgebiete ... 337
Die «Anzapfung» der östlichen Quelläste des Inn durch die Maira/Mera ... 340
Die pliozän-altpleistozäne Entwässerung im Raume Comer See-Luganer See ... 342
Pliozän und Altpleistozän im südlichen Tessin ... 343
Die Quartär-Abfolge bei Paderno d'Adda ... 345
Prä-rißzeitliche Ablagerungen zwischen Paderno d'Adda, Como und Varese ... 346
Die Terrassen der Altapianura di Milano ... 349
Die rißzeitlichen Ablagerungen zwischen Varese, Como und Merate ... 351
Der Mera/Adda-Gletscher und sein Zusammentreffen mit dem Tessin-Eis ... 352
Die fossile Flora von Cadenabbia am Comer See ... 361
Das Stadium von Brivio (= Parè-Uggiate, = Sesto Calende) ... 361
Die Quartär-Ablagerungen in der Valsássina und in der Val del Gerenzone ... 363
Das Lecco/Melide-Stadium ... 366
Das Luganese im Früh- und im Spätwürm ... 368
Die Quartär-Füllungen im Mendrisiotto und im Luganese ... 369

Die Entstehung des Luganer Sees 370
Die Vegetationsentwicklung des Sottoceneri in Spätwürm und Holozän 372
Zur Besiedlungsgeschichte im Südtessin 373
Die ur- und frühgeschichtliche Besiedlung des Luganer See-Gebietes 374
Die Bildung der Seen im SE des Triangolo Lariano 375
Die Zuschüsse des Mera/Adda-Gletschers im Bereich des oberen Comer Sees 375
Der Comer See in Spätwürm und Holozän 378
Zur spät-nacheiszeitlichen Vegetationsentwicklung in der Brianza 380
Zur Ur- und Frühgeschichte der Brianza und des Comer See-Gebietes 381
Der spätwürmzeitliche Mera/Maira-Gletscher 384
Die Bergeller Gletscher und das Bergell im letzten Spätwürm und im Holozän 388
Der Liro-Gletscher 390
Ur- und frühgeschichtliche Belege aus Chiavenna, Bergell und vom Splügenpaß 391
Das Veltlin in Spätwürm und Holozän 392
Die spät- und postglaziale Vegetationsentwicklung zwischen dem Veltlin und Édolo 400
Der Poschiavino-Gletscher 401
Das obere Puschlav im ausgehenden Spätwürm und im Holozän 404
Die Vegetationsentwicklung im obersten Puschlav und auf dem Berninapaß 406
Zur Ur- und Frühgeschichte des Puschlav und des Berninapasses 408
Der Adda-Gletscher im jüngeren Spätwürm und im Holozän 409
Zur Ur- und Frühgeschichte des Veltlin 412
Zitierte Literatur 413

Der Toce/Tessin-Gletscher 419
Präwürmzeitliche Ablagerungen um den südlichen Lago Maggiore 419
Rißzeitliche Ablagerungen zwischen Lago Maggiore und Mendrisiotto 419
Prähochwürmzeitliche Bildungen in der Leventina 420
Das Einzugsgebiet und das mit dem Mera/Adda-Eis zusammenhängende Ablationsgebiet .. 420
Der Toce/Tessin-Gletscher im Würm-Maximum 425
Der Toce/Tessin-Gletscher im Sesto Calende-Stadium 426
Das Gebiet zwischen Gambarogno und Tresa im Stadium von Sesto Calende 428
Das Gebiet zwischen Ponte Tresa und Varese im Hochwürm 428
Das insubrische Eisstromnetz im Ispra/Melide/Lecco-Stadium 429
Die spätwürmzeitlichen Gletscher der Ometto-Gridone-Cruit-Kette 432
Die spätwürmzeitlichen Stände des Magliasina-Gletschers 432
Der spätwürmzeitliche Vedeggio-Gletscher 433

Der Tessin-Gletscher 434
Der selbständig gewordene Tessin-Gletscher im frühen Spätwürm 434
Zur Vegetationsgeschichte des westlichen Varesotto 434
Der Lago Maggiore in Spätwürm und Holozän 436
Die Quartär-Füllung der Magadino-Ebene 438
Zur Vegetationsgeschichte des Ceneri-Gebietes und des Lago Maggiore 439
Zur ersten Besiedlung der Gebiete am Lago Maggiore und um die Magadino-Ebene 443
Morobbia-, Arbedo- und Traversagna-Gletscher im Spätwürm 445
Die spätglazialen Vorstöße des Tessin-Gletschers 448
Die Quartär-Füllung der Riviera, der Val Blenio und der Leventina 455
Der Kessel des Lago Tremorgio – ein Meteorkrater? 456
Die Vegetationsentwicklung in der Leventina 457
Die Vegetationsentwicklung in der Val Piora im Holozän 459
Das Quellgebiet des Tessin in Spätwürm und Holozän 460
Die erste Besiedlung der Riviera und der Leventina 464
Der Brenno-Gletscher und seine Zuflüsse im Spätglazial 465

Die Vegetationsentwicklung in der Valle Santa Maria ... 472
Zur Ur- und Frühgeschichte der Val Blenio, des Lukmanier und der Greina ... 474
Die spätwürmzeitlichen und holozänen Gletscher in der Val Calanca ... 475
Die spätwürmzeitlichen und holozänen Gletscher der Mesolcina ... 477
Die Transfluenz von Hinterrhein-Eis über den San Bernardino-Paß ... 480
Zur Vegetationsgeschichte im Misox und am San Bernardino ... 480
Zur ersten Besiedlung der Mesolcina und der Val Calanca ... 484
Die spätwürmzeitlichen Gletscher in der Val Verzasca ... 485
Eisüberprägungen in der Val Verzasca und in der V. Maggia und in ihren Quelltälern ... 488
Die Quelltäler der Maggia in Spätwürm und Holozän ... 488
Zur Besiedlung der Valle Maggia und der V. Verzasca ... 496
Holozäne Bergstürze und Murgänge im Einzugsgebiet des Tessins ... 496
Die spätwürmzeitlichen Gletscher im Centovalli und in der Valle Onsernone ... 497
Die Talung Valle Vigezzo–Centovalli, eine Verbindung zwischen Tessin- und Toce-Gletscher 498
Die interglaziale Flora von Rè in der Valle Vigezzo ... 498
Valle Vigezzo und Centovalli zur Würm-Eiszeit ... 499
Zur Ur- und Frühgeschichte des Centovalli, der Valle Onsernone und der V. Vigezzo ... 501
Zitierte Literatur ... 502

Der Toce-Gletscher ... 507
Einzugs- und Ablationsgebiet ... 507
Alte, präpleistozäne Talanlagen ... 507
Der vorstoßende Toce-Gletscher ... 508
Der S. Giovanni- und der S. Bernardino-Gletscher ... 509
Der Strona-Gletscher ... 510
Der Toce-Gletscher und die Ossola-Täler in Spätwürm und Holozän ... 511
Der Diveria-Gletscher, ein Zufluß aus dem Simplon-Gebiet ... 517
Zur Vegetationsentwicklung im Simplon-Gebiet ... 520
Ovesca- und Bogna-Gletscher ... 521
Der Anza-Gletscher ... 522
Zur Ur- und Frühgeschichte der Ossola-Täler und des Einzugsgebietes der Strona ... 524
Zur Geschichte des Simplonpasses ... 526
Zur Besiedlung des Pomatter Tales/Valle Formazza ... 527
Zitierte Literatur ... 527

Die Gletscher zwischen Lago d'Orta und Dora Baltea ... 529
Der Stirnbereich des Sesia-Gletschers zur Riß- und zur Würm-Eiszeit ... 529
Die Quelläste des Mastallone im Spätwürm ... 531
Die Val Sermenza und die V. d'Egua im Spätwürm ... 532
Die spätwürmzeitlichen Stadien des Sesia-Gletschers ... 533
Die Valle della Sesia und ihre Quelläste in Spätwürm und Holozän ... 535
Zur Ur- und Frühgeschichte der Valle della Sesia und der V. Séssera ... 535
Strona- und Séssera-Gletscher ... 536
Die älteren eiszeitlichen Ablagerungen im Vorfeld von Cervo und Elvo ... 537
Der Cervo-Gletscher ... 538
Oropa-, Elvo- und Viona-Gletscher ... 538
Zitierte Literatur ... 538

Der Dora Baltea-Gletscher ... 539
Das Einzugsgebiet ... 539
Die Eishöhen des Dora Baltea-Gletschers ... 539
Die Moränenkränze im Stirnbereich von Ivrea ... 540
Die spätglaziale Vegetationsentwicklung zwischen S-Tessin und Dora Riparia-Gletscher . 543

Die Täler zwischen Quincinetto und Chamdepraz in Spätwürm und Holozän 544
Der Lys-Gletscher 544
Der Evançon-Gletscher 546
Die spätwürmzeitlichen Stände im Aostatal 548
Vallée de Cogne, Val Savarenche, V. de Rhêmes, V. Grisenche und V. de la Thuile in Spätwürm und Holozän 549
Das oberste Aostatal im ausgehenden Spätwürm und Holozän 556
Spätwürmzeitliche Stände im Valtournenche, im Val de St-Barthélemy und im Valpelline.. 560
Vegetationsgrenze und klimatische Schneegrenze N von Aosta 564
Zur Ur- und Frühgeschichte des Aostatales 564
Der Große St. Bernhard 569
Höchste Standorte von Alpenpflanzen am Monte Rosa 570
Zitierte Literatur 571

Vergleiche und Folgerungen 573
Die alpinen Vereisungen verglichen mit jenen N-Europas und N-Amerikas 573
Der Skandinavische Eisschild 573
Der Laurentische Eisschild 575
Der S-Rand des Laurentischen Eisschildes in der Wisconsin-Eiszeit 576
Zur Chronologie der jüngsten Vereisungen in den zentralen Rocky Mountains 578
Die letzten Eisvorstöße in N-Amerika, N-Europa und im nördlichen Alpen-Vorland 578
Zitierte Literatur 581

Die Veränderungen des Klimas im Laufe des Eiszeitalters 584
Zur Rekonstruktion des Paläoklimas 584
Das Klima im Pliozän und im ältesten Pleistozän 585
Das Klima im mittleren Pleistozän 587
Zum Klima im letzten Interglazial und in den Frühwürm-Interstadialen 588
Die Klimawerte im Hochwürm 590
Das Klima im Spätglazial 592
Das Klima in der jüngeren und in der jüngsten Nacheiszeit 593
Zitierte Literatur 595

Ursachen der Eiszeit 597
Theorien zur Entstehung von Eiszeiten 597
Änderungen der Atmosphäre und der Solarkonstanten 597
Änderungen der Erdbahn-Elemente und Verstärkungseffekte 600
Paläogeographische Veränderungen 604
Das Eiszeit-Modell H. Flohn's 606
Ozeanologische Vereisungspostulate D. D. Kvasov's 608
Zur erdgeschichtlichen Zukunft 611
Zitierte Literatur 613
Résumé 617
Summary 629

Nachträge und Berichtigungen 635
zu Band 1 635
zu Band 2 659
zu Band 3 680
Nachwort 682
Sach-Register 683
Orts-Register 699
Stärker geraffte Abkürzungen in Literaturzitaten 730

Vorwort

Die gute Aufnahme, welche die beiden 1978 und 1980 erschienenen Bände gefunden haben und die nicht abreißende Frage «Wann erscheint der 3. Band?» ließen Verfasser und Verlag keine Verschnaufpause.

Um die Erdgeschichte des Eiszeitalters nicht an den Landesgrenzen brüsk abreißen zu lassen, wurden in diesem letzten Band auch noch jene einst von Gletschern eingenommenen Gebiete skizziert, von denen die Einzugsgebiete in der Schweiz liegen, an diese angrenzen oder zwischen solchen Gletschersystemen liegen.

Dabei wurden die Hauptakzente wiederum – entsprechend den verfügbaren Daten – auf die letzte Eiszeit, das Spätglazial und die Nacheiszeit gesetzt. Zudem ist eine chronologische Gliederung ohne Fossilreste – solche liegen nur von wenigen Punkten vor – und absolute Altersdatierungen im schmalen, gegen S unter die Alluvionen des Po abtauchenden südalpinen Vorland noch problematischer als in dem seit A. Penck klassisch gewordenen nördlichen Alpen-Vorland.

Um den Umfang der Nachträge in Grenzen zu halten, konnten nur einige Themen mit bedeutenden neueren Arbeiten nochmals aufgegriffen werden. Doch werden – kapitelweise gegliedert – verschiedene, seit dem Umbruch von Band 1 – Sommer 1977 – und 2 – Winter 1979/80 erschienene Arbeiten aufgeführt, um den Leser wenigstens darauf hinzuweisen. Auch die Korrekturen-Hinweise mußten sich auf die gravierendsten Fehler beschränken.

Wie bereits bei den Bänden 1 und 2 durfte ich wiederum auf die Mithilfe zahlreicher Kollegen zählen und neue Freunde gewinnen. Leider galt es auch von einigen für immer Abschied zu nehmen.

So richtet sich mein Dank an:

G. Achermann, Canzo (Como)
M. Aellen, Zürich
H. Aeschlimann, Zuoz GR
Dr. H. Altmann, Thun
Dr. G. F. Amberger, Genève
Dr. P. Ammann, Locarno
Frau Dr. B. Ammann-Moser, Bern
Dr. P. P. Angehrn, Weggis LU
Prof. D. Aubert, Cheseau VD
Dr. D. Aubert, Lausanne
M. Ausderau, Uster
Dr. K. Bächtiger, Zürich
A. Balbi, Erba (Como)
Prof. D. Barsch, Heidelberg
Dr. F. Beeler, Cham ZG
A. Bertazzoli, Zürich
A. Bezinge, Sion
A. Blanchet, Rhêmes-Notre Dame AO
Prof. H. M. Bolli, Zürich
Prof. S. Bortenschlager, Innsbruck
Dr. P. Brack, Zürich
Dr. U. P. Büchi, Aesch/Forch ZH
Dr. C. Burga, Zürich
Dr. H. Burger, Zürich
E. Büttner, Pontresina
Prof. F. Carraro, Torino
Prof. L. Castelletti, Como
Prof. G. B. Castiglioni, Padova
H. Chiazzali, Innsbruck-Rum
Prof. G. B. Dal Piaz, Padova
Prof. E. Dal Vesco†, Zürich
K. Defner, Igls bei Innsbruck
Dr. R. Dössegger, Zürich
Dr. W. Drack, Zürich
Frl. Dr. I. Draxler, Wien
Prof. K. Duphorn, Kiel D
Prof. E. Egli, Zürich
U. Eichenberger, Zürich
Dr. U. Eicher, Langenthal BE
Dr. D. Ellwanger, Pleidelsheim D
D. Evers, Wiesbaden-Neurod D
Dr. P. Finckh, Zürich
Prof. H. Flohn, Bonn D
Prof. G. Fornaciari, Lecco (Como)
Prof. B. Frenzel, Stuttgart-Hohenheim
Frau E. Fuchs-Hauffen, Überlingen D
M. Funk, Zürich
Dr. E. Furrer†, Zürich
Prof. G. Furrer, Zürich
Mlle. Dr. M.-J. Gaillard, Lausanne
Frau Dr. B. Gamper-Schollenberger u.
Dr. M. Gamper, Zürich

Prof. A. Gansser, Zürich
T. Geissmann, Zürich
B. Genesio, Piverone (Torino)
Dr. F. Giovanoli, Genève
K. Grabher, Hohenems
C. Grandi, Bellinzona
Prof. H. Graul, Gutenzell D
Dr. H. Greller, Zürich
H.-U. Grubenmann, Gommiswald SG
Dr. E. Grüger, Göttingen D
Dr. A. Gübeli, Kriens LU
H.-J. Gysi, Buchs AG
Prof. K. A. Habbe, Erlangen D
Dr. Th. Haag, Braunschweig D
Dr. W. Haeberli, Zürich
Prof. Ch. Hannss, Tübingen D
Dr. J. W. Hansen, Bellinzona
Dr. Ch. Hauser, Wien
Prof. H. Heierli, Trogen AR
F. Heimhuber, Sonthofen Allgäu D
Dr. P. Heitzmann, Bern
Prof. H. Heuberger, Salzburg
Dr. P. Hochuli, Zürich
Dr. Ch. Höfle, Hannover
Frl. C. Hofmann, Garching b. München
Dr. F. Hofmann, Neuhausen SH
Dr. W. Huber, Zürich
Dr. K. A. Hünermann, Zürich
M. Hunsdorfer, Garching bei München
Prof. E. Imhof, Erlenbach ZH
Dr. A. Isler, Bern
Frau Prof. E. Jäger, Bern
Dr. H. Jerz, München
W. Kälin, Schwyz
Prof. P. Kasser, Herrliberg ZH
Dr. O. Keller, St. Gallen
P. Kessler, Zürich
Dr. M. Kobel, Sargans
Dr. E. Kobler, Fribourg
Dr. A. Koestler, Hettlingen ZH
Doz. Dr. H. Kohl, Linz A
E. Krayss, St. Gallen
R. Kündig, Zürich
Dr. M. Küttel, Stuttgart-Hohenheim
Prof. E. Kuhn-Schnyder, Zürich
W. Kyburz, Rüti ZH
P. Labhart, Birmensdorf ZH
PD H. Lang, Zürich
H. Lauschmann, Bozen
A. Linder, Zürich
Dr. R. Lunz, Bozen
Dr. M. Mader, Kirchheim/Teck D
P. Mader, Zürich
Prof. P. Maggi, Como
Dr. M. Maisch, Zürich
Dr. R. Maurer, Aarau
Dr. L. Mazurczak, Zürich
Dr. B. Menke, Kiel D
G. Merkle, Zürich
A. Müller, Salenstein TG
E. Müller, Frauenfeld
Dr. H. Müller, Hannover D
Dr. H.-N. Müller, Innsbruck
P. Dr. I. Müller, Disentis GR
S. Nauli, Chur
J. Neher, Zürich
Dr. R. Oberhauser, Wien
Prof. A. Ohmura, Zürich
Prof. G. Orombelli, Milano
E. Ott, Zürich
Dr. G. Patzelt, Innsbruck
A. Pellissier, Valgrisenche AO
Dr. K. Perch Nielsen-v. Salis, Zürich
Dr. P. Peschke, Stuttgart-Hohenheim
Frau Prof. Pignatti, Triest
Dr. J. Pika, Zürich
Prof. E. Preuss, München
Frau Prof. M. Primas, Zürich
Dr. J. Rageth, Chur
Dr. G. Rahm, Freiburg i. Br.
Dr. F. Renner, Uster ZH
Doz. W. Resch, Innsbruck
Dr. Ch. Reynaud, Genève
M. W. Rickenbach, Poschiavo
Frl. Dr. K. Riklin, Zürich
Prof. H. Rieber, Zürich
Dr. A. Riva, Locarno
Dr. M. Rösch, Pforzheim D
PD H. Röthlisberger, Zürich
T. Roppelt, Garching b. München
W. Rüttimann, Oberrieden ZH
K. Ruoss, Stäfa ZH
Frau V. Rutishauser, Zürich
L. Scheuenpflug, Neusäß-Lohwald D
W. Schielle, Garching b. München
Prof. C. Schindler, Zürich
Dr. Ch. Schlüchter, Zürich
Dr. P. Schmid, Zürich
Frl. Dr. R. Schneider, Bern
Dr. H. Scholz, Kempten/Allgäu
Prof. U. Scholz, Kempten/Allgäu
PD F. Schweingruber, Birmensdorf ZH

Dr. W. Schweizer, Zuoz GR
Dr. F. Seger, Luzern
Mlle. C. Sidler, Zürich
W. Sienz, Kempten/Allgäu
Dr. G. Solar, Zürich
Prof. E. Spiess, Zürich
F. Spinedi, Somazzo TI
Dr. R. R. Sprüngli, Wädenswil ZH
Dr. P. Starck, Bregenz
H. Stoll, Zürich
Prof. A. Streckeisen, Bern
Dr. J. Suter, Zürich
J. Tappeiner, Meran
Prof. N. Théobald †, Besançon F
B. Thurston, Uetikon ZH
Prof. R. Trümpy, Zürich
Dr. H. Turner, Birmensdorf ZH
U. Veit, Großbettlingen D
F. Weber, Murten FR
G. Weber, Baden AG
Prof. S. Wegmüller, Bern
Prof. M. Welten, Spiegel, Bern
P. Wick, Luzern
Ch. Wüthrich, Seftigen BE
Dr. S. Wyder, Zürich
E. Wynistorf, Emmenbrücke LU
Dr. W. H. Zagwijn, Haarlem NL
Prof. B. Zambelli, Bergamo
E. Zangola, Postau (Vercelli I)
Dr. H. J. Ziegler, München
Ch. Zindel, Chur
Prof. H. Zoller, Basel
Dr. H. J. Zumbühl, Bern

Ebenso herzlich sei all den Helfern beim Zeichnen der Kartenskizzen und der die Eisstände zusammenfassenden Übersichtskarten gedankt, den Herren U. Eichenberger, Dr. P. Felber, Dr. W. Finger, Dr. H.-P. Frei, Dr. A. Gübeli, Dr. A. Isler, Dr. A. Koestler, A. Rissi, Dr. F. Seger, A. Uhr, A. Vogel, R. Weber, Dr. K. Zehnder sowie meinem Sohn Stefan, sodann dem Institutsphotographen, Herrn U. Gerber, von der ETH-Bibliothek Fräulein E. Chappuis, H. Meyer, Frau Dr. S. Schönbächler-Seiler sowie den Herren Dr. W. Willy und Dr. J. Bühler. Beim Erstellen von Literaturverzeichnissen halfen neben meiner Gemahlin die Herren P. Binz und H. Naef.
Bei der Redaktion des Résumé und des Summary unterstützten mich Prof. N. Théobald †, Mlle. C. Sidler und Dr. J.-P. Beckmann.
Beim Sach- und Ortsregister durfte ich auf die Mithilfe von H. Naef, C. Kugler und W. Rüttimann zählen.

Für gar manche technische Hilfen bin ich auch Herrn K. Bade zu Dank verpflichtet.
Beim Lesen der Druckfahnen und Umbruch-Korrekturen durfte ich auf die Mithilfe der Herren Dr. K. Bächtiger, M. Eberhard, Dr. A. Egli, H.-J. Gysi, Dr. W. Huber, A. Müller, Doz. W. Resch, L. Scheuenpflug, Dr. W. Schweizer sowie auf meine Gemahlin zählen, die sich beim Tippen des Manuskriptes wiederum kräftig eingesetzt hat. Ihnen allen sei ebenfalls recht herzlich gedankt.

Der aufwendige Druck dieses letzten Bandes konnte nur erfolgen dank namhafter Zuwendungen:

- der Stiftung für wissenschaftliche Forschung an der Universität Zürich,
- des Zentenarfonds der Eidg. Techn. Hochschule, Zürich,
- der Stiftung «Pro Helvetia»,
- der Stiftung Amrein-Troller Gletschergarten Luzern,

der Unterstützung nachstehender Kantonsregierungen:

Aargau, Basel-Landschaft, Bern, Graubünden, Schwyz, Ticino

der Gemeinden: Neuheim ZG und Stäfa ZH

ebenso der Unterstützung einiger Firmen:
Dr. A. Bettschart, Engel-Apotheke, Einsiedeln,
Dr. U. Büchi & E. Müller AG, Beratende Geologen, Frauenfeld,

Engadiner Kraftwerke AG, Zernez,
Fachverband Sand und Kies, Nidau BE,
Forze Motrici di Brusio, S.A., Poschiavo,
KIBAG, Zürich,
Gebr. Klausner, Lancia-Vertretung, Zürich,
Dr. E. Kobler, Fribourg,
Dr. H. Kobler, Direktor der Kraftwerke Zervreila AG, St. Gallen,
O. Lang, Uster ZH,
Bank Leu AG, Zürich, Filiale Stäfa,
A. Linder, Geotechn. Beratungen, Zürich,
Lindt & Sprüngli AG, Kilchberg ZH,
Dr. H. Schaefer, Riehen BS,
Schweizerische Bankgesellschaft,
Schweizerischer Bankverein, Basel, Jubiläumsstiftung,
Schweizerische Kreditanstalt, Zürich,
Schweizerische Volksbank, Bern,
Verschönerungsverein Küsnacht ZH,
Baudepartement des Kantons Luzern,
Spross Ga-La-Bau AG, Zürich,
Stiftung Geol. Karte des Kantons Zürich,
Zürcher Ziegeleien, Zürich,
Geologische Gesellschaft, Zürich, sowie der
Schwyzerischen Naturforschenden Gesellschaft.

Schließlich bin ich für verständnisvolles Wohlwollen zu Dank verpflichtet:

- Bundesamt für Landestopographie, Wabern BE
- Direktion der Rhätischen Bahn
- Geologischen Gesellschaft in Zürich
- Natur- und Vogelschutzverein Birmensdorf ZH
- Schweizer Wasserwirtschaftsverband, Baden
- Swissair Photo und Vermessung AG, Zürich
- Verlag für Heimatpflege, Kempten/Allgäu
- Verlagsanstalt Athesia, Bozen

Abkürzungen im Text:

E	Ost, Osten, östlich	v. h.	vor heute, d. h. vor 1950, dem Basisdatum der ^{14}C-Datierungen
N	Nord, Norden, nördlich	DK	Dufour-Karte 1:100000
S	Süd, Süden, südlich	LK	Landeskarte der Schweiz 1:25000; auf sie bezieht sich die Schreibweise topographischer Namen.
W	West, Westen, westlich		

Bei gleichlautenden Ortsnamen wird die Kantons- oder Länder-, Provinz- oder Bezirks-Zugehörigkeit durch deren Autozeichen präzisiert.

Die westlichen Ostalpen bis zum Inn-Durchbruch

Bayerische Alpen und ihr Vorland zwischen Rhein und Inn

Die Akkumulations- und Ablationsgebiete

Zwischen dem E-Rand des Bodensee-Rhein-Gletschers und dem N von Kufstein aus dem inneralpinen Inntal ins Rosenheimer Becken austretenden Inn-Eis schoben sich mit Iller-, Wertach/Lech-, Ammer/Loisach- und Loisach/Isar-Gletscher bereits inneralpin stärker als die schweizerischen Gletscher miteinander zusammenhängende Eisströme tief ins Vorland vor.

Die aus den Allgäuer Alpen nach N abfließenden Firnmassen des Breitach-, Stillach- und Trettach-Gletschers sammelten sich bei Oberstdorf zum *Iller-Gletscher*. Dabei wurde der aus dem Kleinen Walsertal zufließende Breitach-Gletscher durch die beiden unter spitzerem Winkel zum Iller-Gletscher sich vereinigenden Eisströme ganz auf die westliche Talseite abgedrängt, so daß dieser über Tiefenbach–Obermaiselstein–Ofterschwang abfloß, wobei die Gebirgsketten dazwischen zu Rundhöckern überschliffen wurden.

Bei Sonthofen nahm der Iller-Gletscher noch den über Hindelang zufließenden Ostrach-Gletscher auf. Von den südwestlichen Flyschgebieten, von den Molasseketten des Hochgrat (1833 m) und des Immerstädter Horn (1490 m)–Himmeleck (1487 m) und rechtsseitig von der Kreidekette des Grünten (1738 m) erhielt er letzte Zuschüsse.

Anderseits verlor der Iller-Gletscher bereits in seinem Akkumulationsgebiet Eis über den Sattel der Aibele-Alp (1120 m) an den Rubach/Subersach- und über die Freyburger Alp (1313 m) und die Schönberg-Alp (1344 m) an den Bolgenach-Gletscher ans Rhein-System (Bd. 2, S. 73) und über den Starzlach-Sattel (1075 m) E des Grünten an den «Wertach-Gletscher» (S. 35, 42).

Im Gebiet der Allgäuer Molasse-Schichtrippen ergibt sich für das mit 900–1200 m tiefstgelegene Kar der E-Alpen (A. Penck, 1909) an der N-Seite des Hauchenbergs (1242 m) eine würmzeitliche Schneegrenze von 1050 m (H. Dongus, 1980). Aus diesem empfing der bis Seltmans reichende Lappen des Iller-Gletschers noch einen letzten Zuschuß.

Aus den bis 2080 m emporreichenden Rundhöckern zwischen Widderstein (2533 m) und Biberkopf (2599 m) geht hervor, daß zur Zeit des Würm-Maximums das Eis bis auf 2100 m gereicht haben muß. Damit verlor der *Lech-Gletscher* nicht nur Eis von Lech über den Auenfeld-Sattel (1710 m) und von Warth über den Hochtannberg-Paß (1676 m) an den Bregenzer Ach-Gletscher, ans Rhein-System, sondern zugleich floß noch Lech-Eis über die 300 m höheren Lücken ins Kleine Walsertal und vor allem über die in der Fließrichtung gelegenen Übergänge Schrofenpaß (1687 m) und Lechleiteralp (1771 m) ins obere Stillachtal zum Iller-Gletscher.

Aus den obersten Lech-Quellästen floß Eis über die Formarinalp (1872 m) und den Sattel der Freiburger Hütte (1918 m) ins Klostertal sowie über die Gmeine Weid (2014 m) und das Johannesjoch (2055 m) ins Große Walsertal. Die Rundhöcker S der Roten Wand belegen eine Eishöhe von rund 2200 m (Bd. 2, S. 110f.; Bd. 3, S. 48).

Anderseits empfing der Lech-Gletscher noch zur Zeit der inneren Jung-Endmoränen Eis von S des Arlberg, das über den Sattel des Spullersees (1800 m) und über den Flexenpaß (1773 m) zufloß (Bd. 2, S. 111).

Über das Oberjoch drang Ostrach/Iller-Eis ins oberste Wertachtal und ließ den «*Wertach-Gletscher*» – mit dem *Vils-Gletscher* aus Vilser Alpen und Tannheimer Gebirge – bis über Kaufbeuren vorrücken. Der aus den österreichischen Lechtaler Alpen austretende Lech-Gletscher teilte sich an dem aus dem Vorland emporragenden Auerberg (1055 m) in Kaufbeurer- und Schongauer Lappen und hing im Gebiet von Marktoberdorf mit dem «Wertach-Eis» zusammen. Bei Reutte nahm er über den vor dem Niederbrechen der Sturzmassen noch niedrigeren Fernpaß zufließendes Inn-Eis auf und kolkte um Füssen die später zum Teil verlandeten Seebecken aus.

E von Füssen vereinigte sich der Lech-Gletscher mit Eis aus dem Ammer-Gebirge. Gegen E hing er mit dem *Loisach-Gletscher* aus dem Wetterstein-Gebirge und aus den östlichen Lechtaler Alpen zusammen. Auch dieser empfing Inn-Eis über den Fernpaß und trat weit ins Vorland vor. Dabei schürfte er die Becken um Murnau und die Wanne des Ammersees aus. Bereits E von Garmisch-Partenkirchen hing er mit dem *Isar-Gletscher* zusammen. Dieser sammelte die Eismassen des Karwendel- und Mieminger-Gebirges. Über die Sättel um Seefeld erhielt er wiederum Inn-Eis. Bei Wallgau spaltete er sich: ein Ast drang nach N und hob die Becken des Walchensees, von Kochel–Großweil und des Starnberger- sowie des ehemaligen Wolfratshauser Sees aus (A. Rothpletz, 1917). Ein Nebenarm floß nach ENE durchs Isartal. Gegen E hing er mit von S ins Achental eingedrungenem Inn-Eis zusammen und verband sich über den Achenpaß mit dem *Mangfall-Gletscher*. Anderseits nahm er vom Walchensee durchs Jachental gegen ENE abfließendes Inn/Isar-Eis auf und stieß als Tölzer Lappen über Bad Tölz ins Vorland vor. An den Gletschertoren vom Iller- bis zum Isar-Gletscher setzten mächtige Schotterstränge ein, die sich ins Vorland ergossen.

Aus den Tegernseer- und Schlierseer Bergen traten, trotz letzter Zuschüsse von Inn-Eis über die Sättel zwischen Achen- und Ursprung-Paß, nur drei kleinere Gletscher bis wenig über den Alpenrand vor. Dabei kolkte der Mangfall-Gletscher das Becken des Tegernsees aus, der *Schlierach-Gletscher* das des Schliersees und der *Leitzach-Gletscher* das Becken von Fischbachau (O. Erol & W. Stephan, 1968). Ihre Schotterfluren wurden durch den Isar- und den Inn-Gletscher gestaut.

R. Weinhardt (1973) versuchte die würmzeitlichen Gletscher des Bayerischen Alpenrandes, zusammen mit dem Inn-Gletscher und seinen Transfluenzen, in den inneralpinen Raum zu verfolgen, flächenmäßig und volumetrisch zu erfassen und bildlich darzustellen. Da die über den Fernpaß, über die Seefelder Senken, durch die Achensee-Furche und über die weiter östlich gelegenen Sättel geflossenen Inn-Eismassen recht bedeutend waren, ist es sinnvoll, Inn- und Loisach/Isar-Gletscher zusammen als Einheit zu betrachten und kleinere Transfluenzen – etwa des Lech-Gletschers – unberücksichtigt zu lassen.

Unsicherheiten bestehen über die Ausräumung in den großen Alpentälern, vorab aber über die Größe der Eismassen im Zehrgebiet, da die heutige Oberfläche durch die spät- und postglazialen Aufschüttungen nicht mehr der hochwürmzeitlichen entspricht. Ausfälle durch Transfluenzen in benachbarte Gletschersysteme fallen kaum ins Gewicht. Für das Verhältnis von Nähr- und Zehrgebiet sind nach Weinhardt von Bedeutung:
– das Verhältnis des über würmzeitlicher Schneegrenze liegenden Areals zum gesamten,
– die für den Aufstau am Austritt aus den Alpen beteiligten Gebirgsketten und
– Eistransfluenzen.

Diese Faktoren galten nicht nur für den Höchststand, sondern bereits beim Aufbau und beim Zerfall des Eisstromnetzes. Dies bedeutet, daß die Akkumulation – abgesehen von Iller- und Lech-Gletscher – von W nach E abnahm; umgekehrt nahm die Ablation zu bei einem Anstieg der Schneegrenze, bedingt durch die zunehmende Kontinentalität. Über die ganze Zeit der Entwicklung des Eisstromnetzes wirkte sich daher – neben der S–N-Fließrichtung – eine W–E-Komponente aus.
Der Loisach/Isar-Gletscher konnte erst weiter anwachsen, nachdem Inn-Eis über die Pässe der nördlichen Kalkalpen nach N überfloß.

Gletscher-System	Nährgebiet in km²	Firnbedecktes Nährgebiet in km²	Zehrgebiet in km²	Verhältnis Nährgebiet: Zehrgebiet	Eisvolumen		Eisvolumen Nährgebiet: Zehrgebiet
					Nährgebiet in km³	Zehrgebiet in km³	
1a Iller-Gletscher	880	710	410	2,1:1	250	67	3,7:1
b Lech-Gletscher	1920	1580	655	2,9:1	600	115	5,2:1
1 Iller- + Lech-Gletscher	2800	2290	1065	2,6:1	850	182	4,7:1
2a Loisach/Isar-Gletscher	2310	2060	2100		1070	450	
b Inn-Gletscher mit Tegernsee-, Schliersee- und Leitzach-Gletscher	8920	7500	1720		5340	375	
2 Inn- + Loisach/Isar-Gletscher	11230	9560	3820	2,9:1	6410	825	7,8:1
3a Salzach-Gletscher mit Saalach- und Rottraun-Gletscher	5320	4470	1470		3000	400	
b Chiemsee-Achen-Gletscher mit Weißtraun-Gletscher	940	930	540		620	123	
3 Salzach- und Chiemsee-Achen-Gletscher	6260	5400	2010	3,1:1	3620	523	6,9:1
4a Traun-Gletscher	900	870	550		510	150	
b Enns-Gletscher	2230	1940	260		1100	85	
4 Traun- + Enns-Gletscher	3130	2810	810	3,9:1	1610	235	6,9:1

nach R. WEINHARDT (1973)

Da jedoch die Eisoberfläche des Inn-Gletschers zur Zeit des Würm-Maximums um Innsbruck von WEINHARDT um nahezu 200 m zu hoch angenommen wurde – die zwei bekannt gewordenen Geschiebe dürften die rißzeitliche Eisoberfläche andeuten (S. 102) – sind vorab die Eisvolumen der Nährgebiete des Inn- und des Inn- + Loisach/Isar-Gletschers um 5–600 km³ zu hoch ausgefallen. Damit würde sich das Verhältnis von Nährgebiet : Zehrgebiet von 7,8 : 1 auf 7 : 1 reduzieren und wäre sehr gut mit denen des Salzach- und Chiemsee-Achen- und des Traun- und Enns-Gletschers zu vergleichen.

Bereits bei A. Penck (1882) und besonders in dem mit E. Brückner (1901–1909) verfaßten Werk «Die Alpen im Eiszeitalter», dem noch heute erstrangige Bedeutung zukommt, nimmt der Raum zwischen Iller und Lech eine zentrale Stellung ein. In diesem begründete Penck mit den 4 Schotterfluren um Memmingen sein viergliedriges System der alpinen Eiszeiten, die er nach Alpenvorland-Flüssen als Günz-, Mindel-, Riß- und Würm-Eiszeit benannte und für die im Alpenvorland auch Moränen bekannt sind (H. Graul, 1973). Später hat B. Eberl (1930) diese Eiszeiten-Folge durch eine noch ältere, für die er den Namen Donau-Eiszeit einführte, erweitert.

Aufgrund Schotter-stratigraphischer Ergebnisse hat I. Schaefer (1957k, 1968) noch weitere prädonauzeitliche Kaltzeiten aufgedeckt, die er nach der Biber, einem Zufluß der Schmutter, als Biber-Eiszeit zusammenfaßte (Bd. 1, S. 275, 285ff.). Durch H. Graul (1952, 1953a, b, 1962, 1973) und seine Schüler H. Eichler (1970), P. Sinn (1971, 1972, 1973), M. Löscher (in Löscher & M. Léger, 1974; 1976), W. Essig (1979) und K. J. Rögner (1979, 1980) wurde dieser Bereich und dessen westliche Fortsetzung zum Rhein-Gletscher von L. Scheuenpflug (1971, 1979) zur Donau hin neu untersucht. H. Jerz et al. (1975, 1978) versuchten die Resultate kartographisch zusammenzufassen (Fig. 1). Auch E der Wertach fand Penck seine Viergliederung des Eiszeitalters bestätigt. Das Lechfeld entspräche dem Memminger Feld (Würm), das Augsburger- dem Hitzenhofener-(Riß), das Rothwald-Feld dem Grönenbacher Feld (Mindel) und Stoffersberg/Kanzel den Schotterkuppen von Kronburg/Hohem Rain (Günz).

Der von Rögner (1979, 1980) untersuchte Bereich zwischen westlichem Lech- und östlichem Iller-Gletscher fällt weitgehend mit dem Abflußsystem dieser Eismassen zusammen. W einer ehemaligen Wasserscheide zwischen der Stauden-Platte im W, der Schotterflur einer donauzeitlichen Iller und dem Stoffersberg im E blieben NW von Kaufbeuren noch älteste Sedimente, die Irsee-Oggenrieder Schotter, erhalten.

Gegen W treten – treppenartig gestaffelt – sukzessive jüngere Schotter auf: die Baisweiler Wald-Schotter und die Romatsried-Simonsberger Schotter, die Rögner der Günz- bzw. der Mindel-Eiszeit zuweist. Sie dokumentieren ein Abwandern des Schmelzwasserstranges während des älteren Pleistozäns gegen W (Fig. 2). Zum Hirtwald-Schotter, der ältesten Ablagerung von Schmelzwässern des östlichen Iller-Eises, steigen die Tertiär-Unterlagen vom jüngeren zum älteren Schotter treppenartig an (Fig. 3).

Die Schmelzwasserrinnen donauzeitlicher Eismassen führten E des Hochfirst–Gallenwald vorbei und waren auf ein Abflußsystem im heutigen Mindeltal-Bereich ausgerichtet. Da sich die Irsee-Oggenrieder Schotter bei Bickenried mit Moräne verknüpfen (Graul, 1938, in Rögner, 1980), ist der westliche Lappen des Lech-Gletschers bereits im Altpleistozän bis gegen Kaufbeuren vorgestoßen. Wie im Rothwald (Rögner, 1979), wäre damit auch um Kaufbeuren eine fünfte selbständige Vorland-Vergletscherung belegt. Dabei sind die donauzeitlichen Gletscher auch in Bayern – wie in der N-Schweiz (Bd. 1, S. 274) – etwa gleich weit nach N vorgestoßen wie die mindelzeitlichen; dagegen blieben die günzzeitlichen hinter dem Maximalstand der älteren und – in Bayern – der nächstjüngeren zurück.

Während die Sedimentschüttung im Bereich zwischen Irsee-Oggenrieder- und Hirtwald-Schotter weitgehend abgeschlossen war, erfolgte E des Irsee-Oggenrieder Schotters in der Riß-Eiszeit der Einbruch der Eisfronten in eine im Quartär aus Tertiär-Ablagerungen geformte Landschaft und ihr Vorstoß daher weit nach N.

Fig. 1 Die Schotterterrassen-Treppe im Günztal bei Günz gegen W. Die außerhalb der Endmoränen geschütteten Schotterfluren liegen in unterschiedlicher Höhe der Oberen Süßwassermolasse auf. Im Hintergrund der Ältere Deckenschotter (AD) der Günz-Eiszeit, davor der Jüngere Deckenschotter (JD) der Mindel-Eiszeit, davor die landwirtschaftlich genutzten Hochterrassenschotter (HT) der Riß-Eiszeit mit Rummeltshausen, dem Terrassenrand zur Günz-Aue, im Vordergrund die Niederterrassenschotterflur (NT) mit dem Dorf Günz. Zeichnung von Prof. U. Scholz, Kempten. Aus: H. & U. Scholz, 1981.

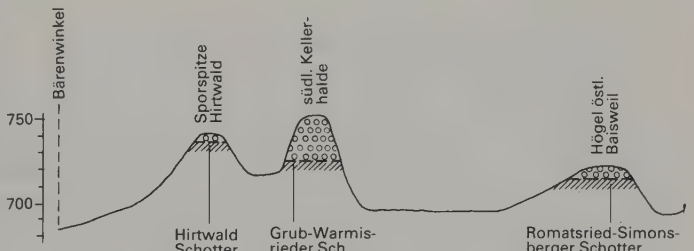


Fig. 2 Querprofil durch die altpleistozänen Schotter N Irsee. Die Treppung der Donau-, Günz- und Mindel-Schotter resultiert aus dem Abwandern der pleistozänen Ur-Wertach gegen W.

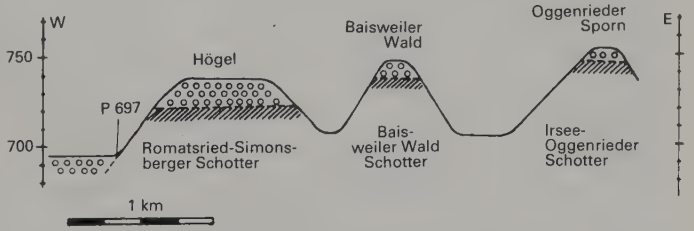


Fig. 3 Querprofil durch die altpleistozänen Schotter S von Baisweil. Der donauzeitliche Hirtwald-Schotter liegt deutlich höher als der günzzeitliche Grub-Warmisrieder Schotter. Durch den Romatsried-Simonsberger Schotter am Högel E Baisweil wird der Anschluß an Fig. 2 gegeben. Fig. 2 und 3 aus K. Rögner, 1980.

Zwischen Mindel und Lech haben sich neben der biberzeitlichen Staufenberg-Serie zwei große Altschotter-Platten erhalten, die donauzeitliche Stauden-Platte und die günzzeitliche Zusam-Platte. Ihre Erhaltung ist wohl dem von Eiszeit zu Eiszeit sich vollziehenden «Westwärts-Wandern» der Iller zuzuschreiben, was Löscher (1976) auch in seinen «Zwischenterrassenschottern» festgestellt hat. Nach L. Scheuenpflug (schr. Mitt.) scheint sich gar an der periglazialen Zusam im Zuge eines rückwärtsschreitenden Einschneidens eine Richtungsänderung abzuzeichnen: von ursprünglich vom Donautal von NE nach SW bis Hegnenbach/Zusamzell und dann weiter nach S.

In die glazifluvialen Schotter der Stauden-Platte haben sich – wohl längs eines Lineamentes – seichte Rinnen eingetieft, die teilweise von periglazialem Bodenfließschutt wieder verfüllt worden sind. W von Augsburg liegen unter ins Schmuttertal geschütteten rißzeitlichen Lech-Schottern Sande der Schmutter und von ihr umgelagertes Schwemmgut (Scheuenpflug, mdl. Mitt.).
Da wohl auch der älteste Lech, entsprechend dem damaligen Gefälle des Alpen-Vorlandes, mehr von SW gegen NE abgeflossen sein dürfte (J. Knauer, 1952), wie dies H. Kohl (1962, 1974) in der Traun-Enns-Platte beobachtet hat, konnte kein Alpenfluß diese alten Schotterfluren ausräumen.
Der gegen S im Ludwigsberg N von Türkheim auslaufende Sporn der Stauden-Platte wirkte beim weitesten Gletschervorstoß als Eisteiler. Dabei wandten sich Schmelzwässer nach NW durchs Floßach- ins Mindeltal und nach N–NNE durchs Wertachtal zum Lech. In der Würm-Eiszeit flossen zunächst schotterführende Schmelzwässer unter den äußersten Jung-Endmoränen N von Kaufbeuren durchs Weichter Trockental (Eberl, 1930; Graul, 1952). Später haben sich diese Schmelzwässer als Wertach ihren durchs Floßachtal eingeschlagenen Weg verbaut (Penck in Penck & Brückner, 1901; Scheuenpflug, schr. Mitt.) und nur noch ihr jetziges Tal benutzt. In diesem hat Scheuenpflug jüngst SW von Augsburg Niederterrassenschotter mit kräftig verwitterten Deckschichten entdeckt, während Graul (1952) weiter talaufwärts Vermoorungen mit fossilen Eichenstämmen erwähnt hat.

Die Schieferkohle-Vorkommen am Uhlenberg bei Dinkelscherben

Die im frühen Pleistozän durch glazifluviale Schmelzwässer eines bereits mehrfach bis ins Alpenvorland vorgestoßenen Iller-Gletschers geschüttete Iller-Lech-Platte zeigt auf dem Staufenberg (17 km NW von Augsburg) älteste, biberzeitliche Schotter (Bd. 1, S. 286). Jüngere, ebenfalls kaltzeitlich geschüttete Schotterfluren liegen im SE – die von I. Schaefer (1953, 1957) als donauzeitlich betrachtete Stauden-Platte – und, im NW – die Zusam-Platte, die Schaefer der Günz-Eiszeit, M. Löscher (1976) dem jüngeren Teil der Donau-Eiszeitengruppe zuordnet.
Entgegen den von Schaefer (1979, 1980) vorgebrachten Einwänden besteht der von Scheuenpflug (1971) und Löscher (1976) beschriebene altpleistozäne Donaulauf in der Zusam-Platte zu Recht (Löscher & Scheuenpflug, 1981; Bd. 1, S. 275).
Nach der Verlegung der Iller weiter W wurden die drei altpleistozänen Schotterfluren nicht mehr von alpinen Schmelzwässern berührt. Sie blieben daher erhalten und wurden nur von periglaziären Gewässern zertalt (Fig. 4).
In der Zusam-Platte bildet der Uhlenberg (548 m) die höchste Erhebung. Auf seiner N-Seite entdeckte L. Scheuenpflug (in P. Filzer & Scheuenpflug, 1970, 1979) eine Schieferkohle (Bd. 1, S. 140, 288). J. Schedler (1979, 1981) untersuchte diese pollenanalytisch. In den recht einheitlichen Pollendiagrammen lassen sich drei Abschnitte unterscheiden:
- *Tsuga-Alnus-Pinus*-Phase mit hohen *Tsuga*-Werten mit *Filipendula*, *Thalictrum* und Umbelliferen als Hochstauden von unter feucht-kühlem Klima gewachsenem Erlenbruch-Charakter,
- *Alnus-Picea-Pinus*-Phase und zuoberst
- *Picea-Pinus-Betula*-Phase mit thermophilen Laubholzarten mit *Carpinus* und *Ostrya* sowie vereinzelten Tertiärrelikten – *Castanea*, cf. *Carya*, Cupressaceen und *Juglans*.

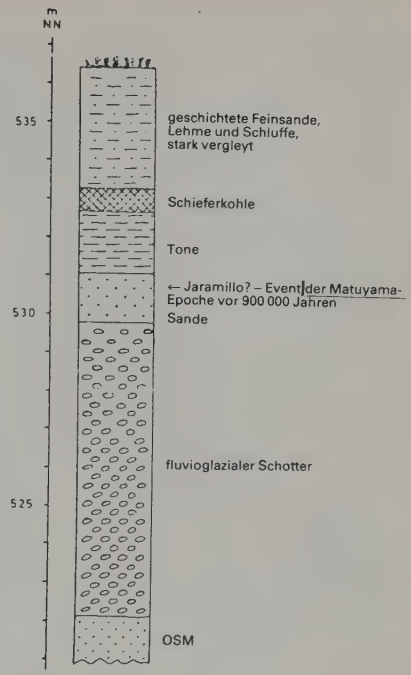


Fig. 5 Profil durch die altpleistozänen Ablagerungen der Zusam-Platte in der ehemaligen Kiesgrube am Uhlenberg, 3 km NNE von Dinkelscherben (W von Augsburg).

Fig. 4 Die altpleistozänen Schottergebiete in der nördlichen Iller-Lech-Platte zwischen Mindel und Lech.
Staufenberg: biberzeitliche Schotter (I. SCHAEFER, 1953, 1957).
Stauden-Platte: donauzeitliche Schotter (SCHAEFER, 1953, 1957).
Zusam-Platte: günzzeitliche Schotter (SCHAFFER, 1957), älterer Teil der Donau-Eiszeitengruppe.
Fig. 4 und 5 aus L. SCHEUENPFLUG, 1979.

Diese deuten auf ein warm-gemäßigtes Klima mit einer Vegetationsentwicklung, wie sie sich am Übergang von feucht-kühlem zu mild-warmem Klima vollzogen hat.
Hinsichtlich der Altersstellung erlauben Mengenverhältnisse und Artengefüge der Baumpollen keine klare Zuordnung zu einem bestimmten Interglazial. Sie schließen eine solche zum Holstein- und zum Cromer-Komplex aus. Unsicher bleibt jedoch eine Zuordnung zu den beiden Waal-Interglazialen. Eine Zugehörigkeit ins Pliozän fällt wegen des geringen Anteils an tertiären Laubholz-Arten nicht in Betracht.
Florencharakter und Vegetationsentwicklung deuten auf eine Parallelisation mit einem Interstadial vom Typ der «Fortuna-Oszillation» innerhalb der Prätegelen- oder der Menap-Kaltzeit oder mit einem Abschnitt des Tegelen-A-Interglazials (Bd. 1, 148, 290).
Reichhaltig sind auch die Funde an Süßwasser-Muscheln und -Schnecken sowie an Landschnecken aus den fossilführenden Tonen des Uhlenberg (R. DEHM, 1979). *Hylobius piceus*, ein Käfer, der besonders unter der Rinde der Lärche lebt, sowie Schmelzstücke von *Mimomys*-Zähnen, von einer Wühlmaus, die das späte Pliozän und das frühe Pleistozän charakterisiert, deuten auf frühpleistozänes Alter hin.
Nach A. Kočí (in SCHEUENPFLUG, 1979) fällt die Kohle in den Grenzbereich Matuyama-Epoche/Jaramillo-Ereignis und ist damit 900000 Jahre alt (Fig. 5).

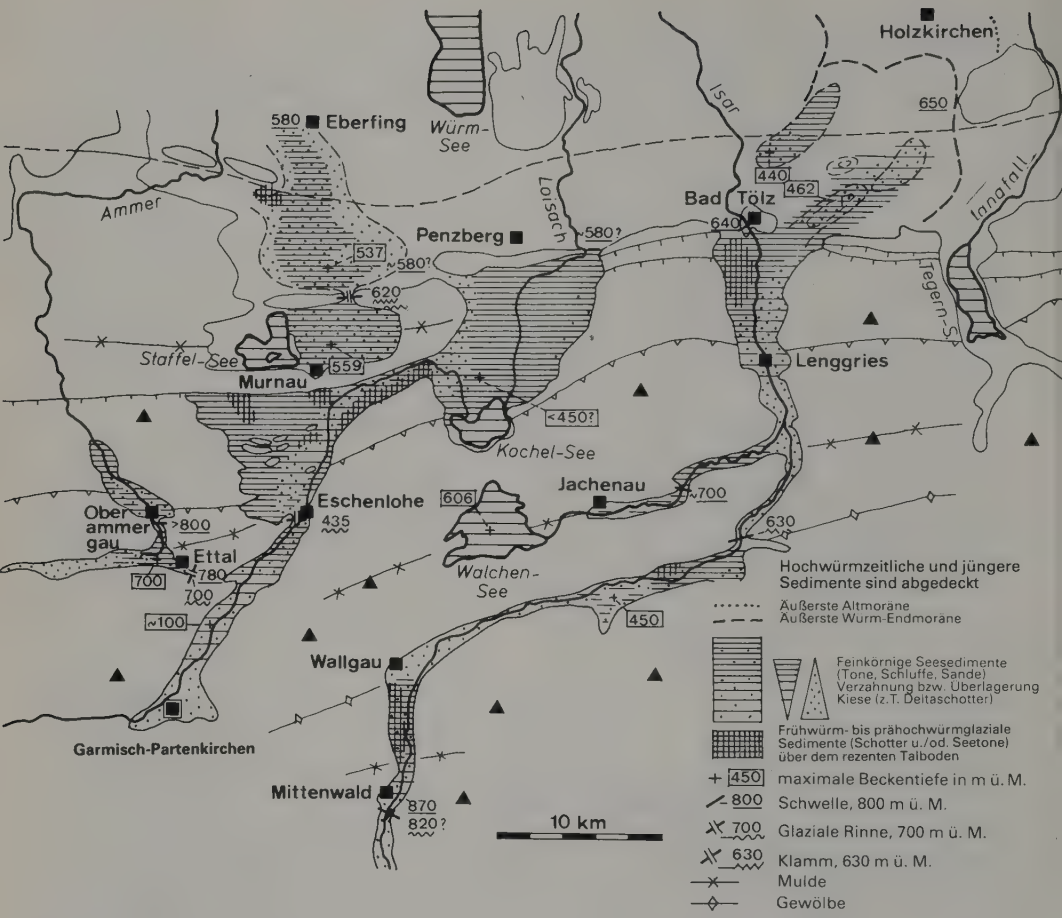


Fig. 6 Die Beckensedimente in den alpinen Tälern und in den Becken am Alpenrand. Nach H. FRANK, 1979.

Glazial übertiefte Talabschnitte in den Bayerischen Alpen

Refraktionsseismische und geoelektrische Messungen sowie einige Bohrungen haben gezeigt, daß die Täler von Iller, Loisach und Isar mit 100–150 m mächtigen Quartär-Ablagerungen gefüllt sind und daher zuvor kräftig übertieft worden sein müssen (K. BADER & H. JERZ, 1978; BADER, 1979; H. FRANK, 1979; K.-P. SEILER, 1979; H. VIDAL, 1979). Dabei erlauben die seismischen Geschwindigkeiten eine Zweiteilung der Sedimente in «eisvorbelastete» und «nicht vorbelastete». Fehlende Wassersättigung von Kiesen über dem Grundwasserspiegel und Seetone mit organischen Anteilen zeigen niedrigere, zementierte Kiese dagegen erhöhte Geschwindigkeiten.

Auch in den Bayerischen Alpen selbst treten Übertiefungen auf, die an leicht erodierbare Gesteinsabfolgen gebunden sind; daneben haben sich solche – besonders bei intensiver Klüftung – auch in erosionsresistenteren Gesteinen ausgebildet.

Einer relativ geringen, 10–30 m mächtigen spät- und nacheiszeitlichen Überdeckung stehen teilweise recht mächtige – bis 500 m – «eisvorbelastete» Sedimente gegenüber.

Oft beträgt die Übertiefung 200–300 m unter die heutige Talebene, bei der Vereinigung zweier Gletscherströme bis 500 m. Den Abschluß der Becken bilden Schwellen, die zuweilen als Felsrippen emporragen, meist jedoch bis 150 m unter dem Tal liegen (Fig. 6). Die Ausschürfung durch würmzeitliche Gletscher blieb häufig auf die frühwürmzeitlichen Schotter beschränkt. Die Ausräumung der tiefen Felsbecken der Talsohlen ist daher das Werk vorstoßender Gletscher früherer Eiszeiten, vorab der Riß- und der Mindel(?)-Eiszeit. Dabei war jene der Riß-Eiszeit am umfangreichsten; jene der Mindel(?)-Eiszeit hatte – mindestens in den Beckenzentren – am stärksten in die Tiefe gewirkt. Die ersten Anlagen sind noch älter und dürften auch in den Bayerischen Alpen ins Altquartär fallen. In der Bohrung Vorderriß 1 liegen im Mündungsgebiet des Rißtales ins Isartal über dem in 362 m Tiefe erreichten Hauptdolomit der Felssohle unerwartet mächtige Quartärablagerungen (Frank, 1979; G. H. Bachmann & M. Müller, 1981). Die obersten 42 m bestehen aus späteiszeitlichen, überwiegend kalkalpinen Schottern, in die sich die Isar 25 m tief eingeschnitten hat. Bis in 236 m Tiefe folgen 2 Sedimentationszyklen mit nach oben abnehmender Korngröße und endenden Kalkschluffen. W der Mündung des Rißbaches füllen die Ablagerungen den ganzen Talquerschnitt; gegen E verzahnen sie sich mit Kalkschluffen. Diese wurden wohl in der Zeit zwischen dem bis oberhalb von Vorderriß zurückgeschmolzenen spätrißzeitlichen(?), allenfalls frühwürmzeitlichen und dem wieder darüber vorgefahrenen würmzeitlichen Inn/Isar-Eis in einem bereits bestehenden letztinterglazialen, mindestens interstadialen Sylvensteinsee abgelagert. Dabei wurden wohl die höchsten Ablagerungen jeweils wieder entfernt.
Unter der Kalkgeröll-Schüttung folgen in der Bohrung bis 362 m mehrere Kies-Schluff-Zyklen, die nach Bachmann & Müller in einem noch älteren(?) interglazialen See abgelagert worden sind. Dabei wäre die Felssohle mindestens vom rißzeitlichen, allenfalls vom mindelzeitlichen Inn/Isar-Gletscher bis auf eine Tiefe von 450 m, bei Sylvenstein gar bis auf 630 m ausgekolkt worden. Da auch über der Schwelle von Sylvenstein kalkalpine Schotter folgen, sind diese wohl gleichzeitig mit einem bis in die Achensee-Talung vorgestoßenen Ziller/Inn-Gletscher durch Schmelzwässer geschüttet worden. Dabei dürfte das Zungen-Ende des Ziller/Inn-Gletschers etwa bis Wörgl gereicht haben, während das über Mittenwald–Wallgau vorgefahrene Inn/Isar-Eis oberhalb von Vorderriß gestirnt und noch das Becken des 16,4 km² großen Walchensees erfüllt haben dürfte.
Im Bereich der randlichen Moränenhochflächen und der Schotterterrassen in den alpinen Tälern wurden 100 bis 150 m «eisvorbelastete» Sedimente in tektonisch vorgezeichneten und glazial ausgeräumten Furchen und Becken sowie auf Talschultern nachgewiesen, die einen nur geringen Tiefenschurf der würmzeitlichen Gletscher erkennen lassen.
Größere Mächtigkeiten spät- und nacheiszeitlicher Ablagerungen, 50–100 m, fand Bader in alpinen Nebentälern und im Saalachtal. Sie werden auf größeren Tiefenschurf vor Felsbarrieren und auf fluviale Ausräumung im letzten Interglazial zurückgeführt, so daß das würmzeitliche Eis keine mit heute vergleichbaren Sedimentmächtigkeiten antraf.
Im Alpenvorland liegen ausgedehnte, nicht von würmzeitlichen Gletschern ausgeräumte Schotterfluren über früher glazial ausgekolkten und mit Seetonen gefüllten Becken. Mit Bader, Frank und Seiler, die verschiedentlich eine geringe würmzeitliche Ausräumung nachweisen konnten, ist eine analoge Auskolkung von älteren quartären Sedimenten unwahrscheinlich, so daß Bader zu Recht annimmt, daß sich die Becken beim Vorrücken der würmzeitlichen Gletscher als von vorwiegend feinkörnigen Sedimenten angefüllte Seen dargeboten haben. In diese wäre das Eis vorgestoßen, wobei es die Seetone – infolge des Auftriebs – praktisch unberührt überfahren hätte.

Wahrscheinlich haben sich in den vom Gletscherschurf übertieften Becken des Bayerischen Alpenrandes bereits in den früheren Interglazialen Seen gebildet. Dabei dürften allenfalls einige, etwa Wolfratshauser- und Starnberger See, noch miteinander zusammengehangen haben. Ihre Sedimente sind jedoch durch die erneut vorgestoßenen Gletscher teilweise wieder ausgeräumt worden. Über ihre altersmäßige Zuordnung geben wohl da und dort eingelagerte Schieferkohlen erste Hinweise. Von den älteren Schieferkohlen, deren Floreninhalt im Prinzip eine chronologische Zuordnung zulassen würde, fehlen bisher meist Basis und Dach. Während die Basis allenfalls durch Abgleiten tonig-seekreidiger (?) Sedimente abgerutscht ist, dürfte das Dach durch wiedervorgestoßenes Eis weggeschürft worden sein, so daß die für eine eindeutige Charakterisierung wichtigen Teile im Profil fehlen. Bei den jüngeren Schieferkohlen vermögen ^{14}C-Daten das Fehlen von Anfang und Ende etwas zu kompensieren.
Da bisher nirgends vollständige warmzeitliche Abfolgen vorliegen, kann letztlich noch kein Typusprofil von der Riß- bis in die Würm-Eiszeit und für diese selbst auch nicht ein solches im frontalen Bereich des Starnberger- oder Würm-Sees festgelegt werden.

Die interglazialen und frühwürmzeitlichen Abfolgen am Bayerischen Alpenrand

Eine Aufgliederung der älteren würmzeitlichen Schotterabfolgen am Bayerischen Alpenrand durch interstadiale Bodenreste wurde von J. Knauer (1937) und A. Micheler (1948) erwähnt. E. Kraus (1955, 1961, 1962) glaubte solche über den Murnauer Schottern – nach C. Troll (1937) eine ältere Würmablagerung der Anrückungszeit – und unter der obersten Grundmoräne zu erkennen. Dabei sind die tieferen Teile noch praktisch frei von Kristallin-Geröllen. Dann stellt sich – bei Großweil über der Schieferkohle, bei Schwaiganger weiter W etwas später – eine zunehmende Anlieferung zentralalpiner Gerölle ein.
J. Büdel (1957) und neuerdings auch P. Imschweiler (1973) bezweifeln jedoch die würminterstadiale Bildung dieser «Böden», da auch rezente Bodensubstanzen verlagert und wieder ausgefällt werden können.
An Steilhängen sind die Murnauer Schotter oft verkittet. Bei Etting N von Murnau wurde ein Mammutzahn gefunden. Gegen S bekunden kantengerundete Geschiebe mit Kritzern die Nähe des Eisrandes. Kraus stellte sich ihre Schüttung glazifluvial von einer Stillstandslage – etwa aus dem Becken des Murnauer Mooses – vor.
Aufgrund mehrerer Profile (W. Stephan, 1970, schr. Mitt.) ergibt sich längs des Bayerischen Alpenrandes folgende Schichtserie (von oben nach unten):
– hochglaziale Grundmoräne und jüngere Ablagerungen
– kristallinreiche Vorstoßschotter
– kristallinarme Schotter
– Verlandungsbildungen mit Schieferkohle
– kristallinarme Schotter
– Riß/Würm-interglaziale (?) kristallinarme Schotter, Seetone, Schieferkohlen.
– kristallinführende Schotter
Da Kristallin-Gerölle nur bei Eistransfluenz aus den Zentralalpen über den Fernpaß (1209 m) nach Garmisch, über Buchen (1256 m)–Moos, über Mösern (1251 m) und über Seefeld (1185 m) nach Mittenwald sowie durch die Achensee-Talung (925 m) ins Ammer–Loisach–Isar-System gelangen konnten, muß das Inn-Eis zwischen Fernpaß und Seefeld

auf über 1300 m gereicht haben. Dies konnte nur bei einer etwa dem spätwürmzeitlichen Bühl-Stadium (= Feldkirch- und Sarganser Stadium) entsprechenden Vorstoßlage erfolgen, was ein Eisgefälle von 9‰ voraussetzen würde.

Über einer der (?) Riß-Eiszeit zugewiesenen Moräne (Ch. Kuhnert et al., 1974k) folgen am *Pfefferbichl* NE von *Füssen* zunächst bis über 5 m (in Beckenlage gar bis 25 m) Seetone mit Schieferkohle-Einlagerungen, die randlich bis auf die Liegendmoräne übergreifen. Gegen oben nehmen sie Kiese und Sande auf, die lokal verkittet sind.

B. Frenzel & V. Vodičkova (1972) und Frenzel (1973, 1976) möchten die Schieferkohlen vom Pfefferbichl – aufgrund der geringen Anteile an Pollen wärmeliebender Laubholzarten sowie eines doppelten *Abies*-Gipfels – eher mit dem norddeutschen Holstein- als mit dem Eem-Interglazial vergleichen. Auf eine waldlose Zeit folgt zunächst ein *Corylus*-Abschnitt mit *Picea*, *Ulmus*, *Quercus* und wenig *Tilia*, dann eine *Picea-Abies*-, eine *Abies-Picea*- und eine *Picea-Abies-Carpinus*-Zeit, deren Flora von Vertretern des Eichenmischwaldes und zeitweise von *Vitis*, *Buxus*, *Juglans* und *Acer* begleitet wird. Dann folgen abermals eine *Abies-Picea*- und schließlich eine *Picea-Pinus*-Zeit mit *Armeria* – Grasnelke – und *Polemonium* – Himmelsleiter (Bd. 1, S. 152, 156, *161)*

Ein Oberkiefer-Molar eines altertümlichen Typs von *Mammonteus primigenius* aus den verkitteten Schottern im Hangenden stammt nach K. D. Adam (in Frenzel, 1972, 1978) aus der Zeit kurz vor oder bald nach dem nordischen Eem.

H. Jerz (in Kuhnert et al., 1974) konnte in den verkitteten Schottern einen fossilen Boden und in der überlagernden Moräne ausgewalzte Bodenreste beobachten.

Das nach Frenzel allenfalls als Mindel/Riß-interglazial zu deutende Pollenprofil unterscheidet sich von dem als Riß/Würm-interglazial betrachteten von Großweil E von Murnau (H. Reich, 1952, 1953), an dessen Übergang vom geringmächtigen liegenden Seeton zur Schieferkohle *Palaeoloxodon antiquus* auftrat (R. Dehm, 1937).

Das Großweiler Profil beginnt mit einem Dominanz-Wechsel von *Pinus* – Föhre – und *Picea* – Fichte, einem Rückgang von *Betula* und einem Anstieg des Eichenmischwaldes mit *Quercus* und *Ulmus*, später mit *Tilia* – Linde – bis gegen 8%. Ihm folgt ein *Corylus*-Maximum von über 35%, das von einem gegen 55% ansteigenden *Alnus*-Gipfel abgelöst wird. Dann beginnt sich *Carpinus* – Hainbuche – zu entfalten. Mit ihrem Rückgang steigt *Abies* – Weißtanne – bis gegen 20% an; zugleich zeichnet sich eine zweite Dominanz von *Picea* mit über 60% ab, die von *Pinus* abgelöst wird, wobei auch *Betula* wieder auftritt. Neuere Bohrungen bei Großweil (P. Peschke in Frenzel et al., 1978) ergaben geringere Eichenmischwald-Werte, etwas *Taxus* – Eibe – sowie einen schlagartigen Übergang aus den kaltzeitlichen Ablagerungen, was allenfalls auf ein Abgleiten eines Profilstückes zurückzuführen sein könnte.

Während diese Abfolge als Riß/Würm-Interglazial betrachtet wurde, deuten Vegetationsentwicklung, Stratigraphie und eine ^{14}C-Datierung aus dem obersten Abschnitt $-38315+1285$ – 1635 Jahre v. h. – auf ein jüngeres Frühwürm-Interstadial, während eine Zuordnung des älteren Teils noch offen steht.

Zwischen Ammer und Lech konnte H. Ch. Höfle (1969, 1974, schr. Mitt.) SE von Steingaden vom würmzeitlichen Lech-Gletscher überfahrene limnische Sedimente feststellen, die wohl in einem durch Moränen gestauten See abgelagert worden sind.

Pollen-Untersuchungen von H. Müller (schr. Mitt.) haben gezeigt, daß die Sedimentation in drei Phasen geschah. Auf einen ersten Abschnitt mit *Pinus*-Vormacht und *Picea* folgte in einer wärmeren Zeit ein Fichten-Tannen-Wald mit Eiche, Ulme, Erle, Hasel, Hainbuche und Eibe, dann ein Fichten-Wald mit Föhre, Tanne, Eiche, Ulme, Hainbuche.

Unter einem kühleren Klima stellte sich später wieder ein Nadelwald ein, in dem zunächst *Pinus*, dann *Picea* vorherrschten und in den auch einige wärmeliebende Laubhölzer einwanderten. Da MÜLLER auch lichtliebende Formen – *Polygonum bistorta*, Chenopodiaceen, *Thalictrum*, Cruciferen, *Primula*, *Menyanthes*, *Armeria*, *Artemisia* sowie *Selaginella selaginoides* und *Botrychium* – nachweisen konnte, waren die Wälder nicht geschlossen.
Neben Astholz fand HÖFLE Zapfen und Samen von *Picea* sowie eine Ostracoden-Fauna von mitteleuropäischem Gepräge mit *Cytherissa lacustris*, *Cuneocythere* und *Candona*. Eingeschwemmte Holzreste aus den obersten Ablagerungen ergaben ^{14}C-Alter zwischen 31900 und 36000 Jahren v. h.
Weitere Schieferkohle-Vorkommen, deren Floreninhalt gegenüber diesem Profil auf einen kühleren, unwirtlicheren Klimacharakter hindeuten, sind bei Steingaden (HÖFLE, 1969, 1974) und um Penzberg (PESCHKE in FRENZEL et al., 1978) bekannt geworden. Nach H. W. REHAGEN (in STEPHAN, 1970) herrscht in den beim Autobahnbau angefahrenen Schieferkohlen *Pinus* stark vor.
In Höfen NW von Bad Tölz liegt die Schieferkohle mit einem Stubbenhorizont in Schlufflagen eines später vom würmzeitlichen Loisach/Isar-Gletscher überfahrenen kalkalpinen Frühwürm-Schotters. In der ehemaligen Torfbildung herrschte anfangs ein *Picea-Pinus*-Wald mit vereinzelten wärmeliebenden Holzarten, dann ein *Pinus-Picea*-Wald ohne Wärmeliebende vor (FRENZEL et al., 1976, 1978). ^{14}C-Daten von 69300 ± 2000 und 66400 ± 2000 Jahren v. h. (P. M. GROOTES in FRENZEL et al.; GROOTES, 1977, 1979) sprechen für eine Ablagerung in einem älteren Frühwürm-Interstadial über fossilem Relief.
In der Kiesgrube von Breinetsried W von Penzberg belegen die basal eingelagerten Schieferkohlen einen lichten *Pinus*-Wald mit geringer Einstreuung von *Picea* und *Pinus*. Wärmeliebende Laubhölzer sind kaum vertreten, nur in der oberen Partie erreichen *Quercus* und *Ulmus* zusammen 6%. Auffallend ist der hohe Anteil an Nichtbaumpollen, vorab an sonnenliebenden Kräutern, Cyperaceen und Gramineen. An ^{14}C-Daten erhielt GROOTES 46100 ± 900, 49400 ± 900, 42570 ± 1160 und 42170 ± 1400 Jahre v. h.; sie deuten auf ein jüngeres (Moershoofd?-) Interstadial.

Das Interglazial-Vorkommen von Eurach S des Starnberger Sees

Das Profil von Eurach im Grenzbereich zwischen Falten- und Vorland-Molasse weist mehrere Sedimentationslücken auf. Nach W. STEPHAN (1979) erfolgte nach der glazialen Ausräumung die Ablagerung von Moräne auf dem vom Eis freigelegten Molasse-Untergrund. Beim Abschmelzen bildete sich ein spätrißzeitlicher See, in den anfangs viel Sedimentgut der Umgebung geschüttet wurde. Später bildeten sich schluffig-tonige Lignite mit Molluskenschalen und Pflanzenresten, zu Beginn und gegen das Ende gar seekreideartige Lignite. Darnach dürfte die bis anhin kontinuierlich verlaufene Sedimentation unterbrochen und durch kristallinführende fluviale Sande und Kiese fortgesetzt worden sein. Damals müssen also bereits sehr kristallinführende Schmelzwässer mit Albula- und Julier-Graniten, Amphiboliten, Gneisen und Verrucano-Geröllen des über die Seefelder Sättel vorgestoßenen Inn-Gletschers bis an den Starnberger See gereicht haben. Um Eurach wurden zuvor erosiv in die älteren Beckentone und Kiese Rinnen eingetieft, in denen ebenfalls kristallinführende Schotter abgelagert worden waren. Beim weiteren Vorstoß des Inn/Isar-Eises wurden im Hochwürm oberflächlich liegende Kies- und Seeton-Bereiche erfaßt, gestaucht, verschuppt und mit Grundmoräne be-

deckt. Beim Abschmelzen des Eises wurde diese von Innen- und Obermoräne bedeckt und von Schmelzwässern zerschnitten.

Pollenanalytische Untersuchungen der 1968 erbohrten Seetone von Eurach ergaben nach H.-J. Beug (1973, 1979) folgende Abschnitte der Vegetationsentwicklung:

– 10	351– 305 cm	Fichten-(Tannen)-Zeit mit Höchstwerten von *Buxus*	
– 9c	385– 351 cm	Fichten-Tannen-Zeit mit weniger Hainbuche	
– 9b	715– 385 cm	Fichten-Tannen-Zeit mit reichlich Hainbuche	
– 9a	773– 715 cm	Fichten-Tannen-Zeit mit wenig Hainbuche	
– 8b	795– 773 cm	Fichten-Eichenmischwald-Tannen-Zeit	2–10
– 8a	815– 795 cm	Fichten-Eichenmischwald-Zeit	Riß/Würm-
– 7	868– 815 cm	Eiben-Zeit mit bis 73% *Taxus*	bzw. Eem-
– 6	948– 868 cm	Fichten-Eichenmischwald-Hasel-Zeit	Warm-Zeit
– 5	995– 948 cm	Eichenmischwald-Hasel-Föhren-Zeit	
– 4	1005– 995 cm	Eichenmischwald-Zeit mit Föhren und Hasel	
– 3	1015–1005 cm	Föhren-Ulmen-Zeit	
– 2	1075–1015 cm	Föhren-Zeit mit *Betula*, *Salix*, *Juniperus* und *Hippophaë*	
– 1	1097–1075 cm	Waldlose Zeit mit viel Nichtbaumpollen: ausklingende Riß-Eiszeit	

Da jüngste Abschnitte der Warmzeit fehlen, sind sie vom Würm-Eis gekappt worden. Die interglaziale Vegetationsentwicklung von Eurach stimmt gut mit der von Zeifen (W. Jung et al., 1972), vom Samerberg (E. Grüger, 1979) und von Attergau am Mondsee (W. Klaus, 1975) überein. Dabei bezieht sich die Übereinstimmung nicht nur auf den generellen Ablauf der Vegetationsentwicklung, sondern auf viele Einzelheiten. Abweichungen in den Anteilen der einzelnen Gehölze lassen sich durch unterschiedliche Meereshöhe, Lage zum Alpenrand und durch die verschiedene Vegetation des näheren Einzugsgebietes erklären.

Als besonders wärmeliebende Gehölze konnte Beug einzelne Pollenkörner von *Fraxinus ornus* – Blumen-Esche, *Hedera helix*, *Ilex aquifolium*, *Ostrya* – Hopfenbuche, *Syringa* – Flieder, *Taxus* (bis über 73%), *Viburnum lantana* – Wolliger Schneeball, *Viscum* – Mistel und *Vitis* – Weinrebe – nachweisen. An wärmeliebenden Wasser- und Sumpfpflanzen fanden sich *Cladium* – Sumpfried, *Lythrum* – Weiderich, *Myriophyllum* – Tausendblatt, *Nuphar* – Teichrose, *Nymphaea* – Seerose und *Typha latifolium* – Rohrkolben, an wärmeliebenden Farnen *Athyrium filix-femina* – Waldfarn, *Polypodium* – Tüpfelfarn und *Osmunda* – Königsfarn.

Mit der Analyse der Großreste vermochte Jung (1979) die pollenanalytisch gewonnenen Resultate im tieferen Profilbereich zu ergänzen. Von 13,5–11 m konnte er einen Abschnitt mit *Dryas*, *Salix* und mit *Betula nana* nachweisen, der auf eisrandnahe Pflanzengesellschaften hindeutet. Ebenso konnte er die zwei Erlen-Maxima den beiden Erlen-Arten zuordnen. Dasjenige in der Eichenmischwald-Zeit (Abschnitte 5–7) zeigte größere Mengen von *Alnus incana*, jenes in der Schattholz-Zeit (Abschnitt 9) ein Maximum von *A. glutinosa*. Während die Grauerle Bestandteil der Bach-Auenwälder bildet, gehört die Schwarzerle zu den Besiedlern der Bruchwälder und Bruchwald-Moore.

Da im alpinen Raum eine ausgeprägte Linden-Phase vor der Hainbuchen-Phase fehlt, wie dies eine Reihe von mit dem nordischen Eem-Interglazial vergleichbaren Profilen zeigt, steht für B. Frenzel (1976, 1978, mdl. Mitt.) eine gesicherte Zuordnung dieses Profils noch offen. Diese Verschiedenheit kann auf unterschiedlicher Einwanderung beruhen, oder aber das Profil von Eurach dokumentiert allenfalls ein älteres Interglazial.

Eine umfangreiche Ostracoden-Analyse in den Euracher Seesedimenten zeigte deutliche Unterschiede in der Faunen-Zusammensetzung zwischen Kalt- und Warmzeiten (W. Ohmert, 1979). Im Interglazial treten 18 Arten, im Glazial nur 9, regelmäßig gar nur deren 6 auf. *Potamocypris zschokkei* und *Ilyocypris lacustris* treten nur im Spätriß auf. Die Faunenabfolge im Interglazial ist mit der altholozänen der Gegend vergleichbar und damit offenbar für größere Seen zu Beginn einer Warmzeit charakteristisch.
Die Molluskenfauna der Bohrung Eurach (R. Dehm, 1979) besteht fast nur aus Süßwasserformen. Neben *Valvata, Bithynia, Lymnaea, Planorbis, Gyraulus* und *Pisidium* tritt *Fagotia acicularis* nur in warmzeitlichen Ablagerungen auf.

Zur Entstehung der Münchner Schotterfluren

A. Penck (in Penck & Brückner, 1901; 1937) sah in der Münchner Ebene noch ein «ausgedehntes Senkungsgebiet». Dabei stützte er sich vorab auf das Absinken des Deckenschotters. I. Schaefer (1968, 1978) möchte die Münchner Ebene wie das übrige Schwäbisch-Bayerische Alpen-Vorland vielmehr als Hebungsgebiet deuten. Noch etwas stärker von der Aufwärts-Bewegung erfaßt wäre die NE vorgelagerte «Landshuter Schwelle», die von Neustadt a. d. D.–Kelheim gegen das Hausruck-Bergland verläuft. Gegenüber dem Herausheben dieser Schwelle vermochten sich Donau, Isar und Inn zu behaupten und schnitten sich im Schwellenbereich ein. Im SW wirkte dagegen die Seitenerosion der Schmelzwässer und das Vorstoßen der Gletscherzungen, so daß sich dort im Laufe des Quartärs, begünstigt durch den wenig widerstandsfähigen Untergrund der Oberen Süßwassermolasse, drei große periglaziale Ausräumungslandschaften entwikkeln konnten: das Ingolstädter Becken im N, die Münchner Ebene im Zentrum und die Inn–Alz–Salzach-Weitung im SE.
Nach Schaefer (1968) sind die ältesten Schotter, die Münchner Deckenschotter – von Penck (1901) als mindel-, von J. Knauer (1938a, b) als prämindel- oder gar als prägünzzeitlich betrachtet –, kaum viel weiter verbreitet gewesen als heute. Nach einer Bodenbildung sind sie von jüngeren Schotterfluren überschüttet worden, so daß sie nur im Bereich des tiefen Starnberger Beckens, in den eingeschnittenen Schmelzwasserrinnen, die als Abflußrinnen von Würm, Isar (Fig. 7) und Mangfall benutzt werden, sowie im Gleißental, im Teufelsgraben (Fig. 29) und bei Bad Tölz (P. Schmidt-Thomé, 1955k) aufgeschlossen sind. Nach K. Brunnacker (1965) spiegelt sich in den älteren Schotterresten der Verlauf der autochthonen und – mit zunehmender Entfernung vom Alpenrand – auch der allochthonen Täler – Mangfall, Isar und Amper – wider.
Im NE von München liegen unter den als mindelzeitlich gedeuteten Schottern von Eicherloh Reste von älteren Schottern, so daß einst Schotterstränge über Eicherloh und Eichenried ins Vorland geführt haben könnten, falls sie nicht in eine ganz andere Richtung, etwa ins Erdinger Urtal, abgebogen sind (A. Rothpletz, 1917).
In der Mindel-Eiszeit verliefen die Abflußrinnen des Isar- und des Mangfall-Gletschers – autochthonen Tälchen des südlichsten Tertiär-Hügellandes folgend – über Eicherloh nach N. Im nächsten Interglazial haben sie sich wegen der leichteren Ausräumung nach W verlagert. Paläoböden fehlen; solche treten erst um Kreuzpullach auf. N von München ist dieses Interglazial durch feinkörnige Schotter und Feinsedimente mit warmzeitlicher Fauna belegt. Im alpenferneren Ampertal folgen nach einer Ausräumungsphase interglaziale Schotter und Feinsedimente.

Fig. 7 Münchner Klettergarten E von Baierbrunn im Isartal. Über tiefsten, günzzeitlichen (?) Schottern mit Kalk-, Dolomit-, etwas Flysch- und wenig Kristallin-Geröllen, welche der Oberen Süßwassermolasse aufliegen, folgen in einer weiten Rinne geschichtete Seeschluffe, «Bändertone» mit einzelnen Geröllen und Sandlagen, die gegen oben verbraunen und von wiederum verkitteten Schottern mit einem Kristallin-Anteil von über 1%, mindelzeitlichem Jüngeren Deckenschotter, überlagert werden. Weiter N wird dieser vom liegenden Älteren Deckenschotter durch einen tiefgründig verwitterten Boden mit Orgeln getrennt. Zu oberst liegen, nach einer weiteren Bodenbildung, rißzeitliche Hochterrassenschotter mit einem Kristallin-Anteil von 5–7%.

In der Riß-Eiszeit wurden in der über Oberföhring–Ismaning nach NE verlaufenden Rinne Schotter geschüttet. Auch die Entwässerung der weiter W gelegenen Gebiete erfolgte nunmehr gegen NE, was sandige Sedimente mit einer Fauna belegen, die auf kühles bis kaltes Klima hindeutet. Dabei ist das Aufschüttungsniveau der liegenden Feinsedimente mit der interglazialen Fauna nicht überall erreicht worden, so daß sich dort Tundren-Naßböden ausgebildet haben (M. & K. Brunnacker, 1962). Durch Seitenerosion wurde bei Niederhummel der S-Rand des Tertiär-Hügellandes nach N gedrängt, ein autochthones Tälchen eingeschnitten und mit Periglazial-Schotter verfüllt. Dabei entwässerte das Gebiet teilweise ins Ampertal. Im Hochriß erfolgte die Hauptakkumulation glazifluvialer Schotter im Gebiet Oberföhring–Ismaning–Notzing, die sich bereits bei Reisen mit kristallinreichen Schottern des Inn-Gletschers verzahnen.
Im letzten Interglazial verlief die Isar von SW durch die Münchner Ebene, floß im N anfangs von Niederhummel gegen das Ampertal und bog bei Weigl hinterm Holz nach S zurück. Später verlief sie weiter S, so daß dieses Stück zum Altwasser wurde, in dem sich *Fagotia acicularis* (S. 31) und weitere thermophile Mollusken entfalten konnten. Zugleich erfolgte eine Verfüllung mit Restschotter-haltigen Isar- und Amper-Ablagerungen; darnach bildeten sich Auenböden. Gegen Ende des Interglazials und zu Beginn der Würm-Eiszeit wurden die Rinnen der Schwemmfächer vertieft und verbreitert.

Beim Vorstoß der würmzeitlichen Gletscher wurden die Hochterrassenschotter durch die von den Gletschertoren ausgehenden Sanderkegel, die sich zu einer sanft gegen NE einfallenden Ebene vereinigt hatten, von Niederterrassenschottern überschüttet. Dabei wurden Altmoränen und Inseln von Tertiär-Ablagerungen W von Unterföhring–Ismaning, Grünseiboldsdorf und bei der Wildschwaige umflossen und teils erodiert. Zugleich ist das Tertiär-Hügelland weiter nach N zurückgedrängt worden, ein Vorgang, der sich noch heute vollzieht. Die Schmelzwasseradern haben sich kräftig einzutiefen vermocht. Ihre Hauptstränge funktionieren als Entwässerung der Alpenrandseen oder bereits zugeschütteter Becken. Randlich austretende Rinnen haben sich infolge ihrer geringeren Wasserführung weniger eingetieft und manifestieren sich heute als Trockentäler.
In der östlichen Münchner Ebene wurde neben dem Isar- auch durch den Inn-Gletscher aufgeschüttet. Der vom Mangfall-Knie bis über Zorneding sich erstreckende Steilrand ist durch Isar-Schmelzwässer geschaffen worden (Schaefer, 1978).
Im feingegliederten Randbereich haben sich von Schmelzwassersedimenten eingedeckte Toteismassen länger erhalten, die beim Abschmelzen Sölle hinterlassen haben.
Im Spätwürm und im Holozän wurde die Oberfläche der Niederterrasse bis 1,5 m tief verwittert; vorab in Windschattenlagen wurde ausgewehtes Feingut als Löß abgelagert.

Interglaziale Molluskenfaunen um München

Schon R. Schröder (1915) hat Mollusken-Funde im Hochterrassenschotter der Münchner Gegend – Oberföhring und um Ismaning – erwähnt; K. Nathan (1953) und M. & K. Brunnacker (1962) haben weitere Faunen beschrieben. Dabei zeigen die teils von der Schotterbasis, teils aus aufgearbeiteten Schollen stammenden Faunen von Eicherloh, Eichenried und Niederhummel große Ähnlichkeit mit jener von Ismaning, eine interglaziale Laub- oder Mischwald-Fauna, wie sie heute im Alpen-Vorland gefunden werden könnte. In einem etwas höheren Niveau fand Schröder eine Mischung von Land- und Wassermollusken mit kühlen bis kalten Klima-Ansprüchen von der Tracht würmzeitlicher südbayerischer Lösse, die auf ein feucht-kaltes Klima hindeutet.
Neben der Fauna geben auch die einbettenden Sedimente zur faziellen Zuordnung wertvolle Hinweise. M. & K. Brunnacker (1962) kommen im NE von München zu folgender Deutung des Sedimentationsablaufes von der Mindel- zur Riß-Eiszeit:

Ablagerung glazifluvialer Hochterrassenschotter mit synsedimentären Kryoturbationen (z. B. in Eicherloh)			Hochglazial der Riß-Eiszeit
Naßboden-Überprägung oberflächlicher Feinsedimente	Kühle bis kalte «jüngere» Molluskenfauna		Beginn (?) der Riß-Eiszeit
Terrestrische Bodenbildung (nicht erhalten)	Gley in Eichenried	Hochterrassenschotter mit viel Tertiärmaterial u. aufgearbeiteten Feinsedimenten bei Niederhummel	bis ausgehendes Mindel/Riß-Interglazial
Feinsedimente mit Laubwald-Molluskenfauna über feinkörnigen Kalkschottern			Mindel/Riß-Interglazial
Grobe Kalkschotter in Eicherloh			Mindel-Eiszeit

Bei Niederhummel SW von Moosburg findet sich in sandigen Lagen der Hochterrassenschotter eine Fauna mit *Fagotia acicularis* Fér. Diese Schnecke war zuvor nur aus älteren interglazialen Ablagerungen an der Unstrut in Thüringen bekannt. Heute ist sie auf das illyrisch-pannonisch-pontische Areal beschränkt, besitzt aber in den Thermen von Vöslau bei Baden S von Wien einen letzten Vorposten in Mitteleuropa (Nathan, 1953). Die Fagotien-Schotter von Moosburg werden lokal von geringmächtigen Hochflut-Sedimenten der Isar überdeckt. Aus diesen ist in Weigl hinterm Holz ein Auenboden entstanden, der bei spät-interglazialer Grundwasser-Absenkung zu Parabraunerde wurde. Darüber liegen würmzeitliche Fließerden, die einem inzwischen durch die Isar ausgeräumten Gebiet entstammen.
In einem Auenmergel über dem Fagotien-Schotter kommt neben weiteren Schnecken vor allem *Gyraulus gredleri* Grdl. vor, was auf relativ kühles Klima hindeutet.
In den frühwürmzeitlichen Wärmeschwankungen ist der Auenmergel vergleyt. Dann folgen zwei Sumpf-Lösse und ein normaler Löß, getrennt durch Tundragleye.
Die bis tief in die Würm-Eiszeit anhaltende Feuchtfazies zeigt, daß die Seitenerosion durch Schmelzwässer die Hydrologie im Isartal erst spät zu beeinflussen vermochte (K. Brunnacker, 1966).

Ältere Gehängeschutt-Brekzien und Moränen in den zentralen Bayerischen Alpen

Wie auf der N-Seite des Inntales (S. 84 ff.), so konnten auch in den zentralen Bayerischen Alpen, vorab um Mittenwald, mehrere Vorkommen von alten, verfestigten Gehängeschutt-Brekzien gefunden werden (H. Jerz, 1966k). Leider haben sie alle bisher keine Fossilreste geliefert, so daß Alterszuordnung und Bildungsbedingungen noch offenbleiben, umso mehr als auch ihr isoliertes Auftreten keine weiteren Schlüsse erlaubt.
Ein höchstes Brekzien-Vorkommen mit verbackenen gerundeten Wetterstein- und Raibler Kalk-Komponenten hat A. Penck (1925) von der Törlscharte in 2250–2370 m auf dem Kamm des östlichen Wetterstein-Gebirges, ein wohl jüngeres Vorkommen vom Schachen, 1,5 km NW, auf gut 1800 m erwähnt.
Oberhalb der höchsten würmzeitlichen zentralalpinen Geschiebe, die am Kreuzeck SW von Garmisch-Partenkirchen bis auf 1600 m Höhe hinaufreichen, tritt am Längenfeld, zwischen 1500 und 1900 m, ein weiterer bis über 50 m mächtiger verbackener Schuttkörper (Wettersteinkalk, Raibler Kalke und Hauptdolomit) mit älteren Nagelfluh-Geröllen auf (C. W. Gümbel, 1861; Penck, 1925). Da diese lokal einer Moräne, meist jedoch Raibler Schichten und Hauptdolomit aufliegende Brekzie sich nicht bei der heutigen Topographie bilden konnte, möchte sie H. Jerz (schr. Mitt.), wie jene vom Törl und vom Schachen, als altpleistozän betrachten (Fig. 8).
Ältere, zwischen 1450 und 1870 m gelegene, stark zerschnittene zementierte Brekzien-Vorkommen um die Hochland-Hütte E von Mittenwald, die ihrer Natur nach zwischen Gehängeschutt und Wildbach-Aufschüttung stehen, faßte Penck (1925) als Hochland-Brekzie zusammen. Die Komponenten von cm^3- bis m^3-Größe bestehen vorwiegend aus Wettersteinkalk und Hauptdolomit, untergeordnet aus Muschelkalk und lokal aus Reichenhaller- und Raibler Kalken. Da sie N der Viererspitze (2053 m) von einer weiteren, der Viererspitz-Brekzie überlagert wird, ist sie älter als diese. Penck betrachtete sie als Mindel/Riß-interglaziale Schuttfächerschüttung; H. Wehrli (1928) hatte ihre Entstehung als Gehängeverschüttung zeitlich mit der Viererspitz-Brekzie verbunden.

Fig. 8 Der aus Längenfeld-Brekzie aufgebaute Hügel (1900 m ü. M.) S von Garmisch-Partenkirchen. Dahinter die Alpspitze (2628 m ü. M.) aus Wetterstein-Kalk.
Photo: Dr. H. Jerz, München.

Hochland-, Schachen- und Längenfeld-Brekzie liegen auf eisüberprägten Hochflächen am N-Fuß von Wettersteinkalk-Kämmen. Sie sind wohl als Überreste von altersgleichen Schüttungen zu deuten.
Die stark verfestigte, von Würm-Moräne bedeckte Viererspitz-Brekzie, ebenfalls eine Gehängeschutt-Brekzie aus Wettersteinkalk-Komponenten, tritt von 1000 bis 1500 m auf. Penck (1925) und Jerz (1966k) möchten sie als Riß/Würm-Interglazial betrachten. Auch die Seinsbach-Brekzie, verfestigter Murgang-Schutt aus Trias- und Jura-Material an der Mündung des Seinsbach ins Isartal, sowie die ebenfalls von Moräne bedeckte Krumplehner Brekzie aus Wettersteinkalk-Komponenten im unteren Leutaschtal werden gleichfalls in die Riß/Würm-Warmzeit gestellt.
Moräne mit kristallinen Geschieben in 1130–1160 m und darunter folgende kalkschlammreiche Schotter, welche die Viererspitz-Brekzie unterteufen, werden als rißzeitlich oder älter angesehen, die angelagerten geschichteten Kalkschlamm-Sedimente («Seekreiden») und die darüber folgenden Schotter als frühwürmzeitlich eingestuft. Der Kalkschlamm- wie die überlagernden Schotter sind wohl in einem Eisstausee abgelagert worden. Dieser See reichte jedoch nicht, wie Penck (1922) annahm, bis an den Alpenrand, sondern maximal bis Vorderriß, wo er vom Sander und dann von dem aus dem Karwendel-Gebirge austretenden Riß-Gletscher gestaut wurde. Anderseits dürfte das durch das Karwendeltal vorgestoßene Eis bereits S von Mittenwald gestirnt haben. Offenbar war auch der Seins-Gletscher vom Wörner (2474 m) und vom Soiernspitz (2250 m) schon so weit vorgefahren, daß sein Sanderkegel sich mit den bis gegen 900 m,

bis auf die Höhe des Sattels zum Walchensee reichenden Kalkschlamm-Sedimenten verzahnt hatte (Penck, 1930). Beim weiteren Vorstoß der Eiszungen in den Isarsee staute auch der Sanderkegel des Seins-Gletschers und später dessen Zunge den See höher. Als der Isar-Gletscher weiter vordrang, schütteten Schmelzwässer die geschichteten Kalkschlamm-Sedimenten auf liegenden Schotter, die vom vorstoßenden Eis überfahren wurden.
Da sich auch die Krumplehner Brekzie am NW-Fuß der Arnspitzen (2196 m) mit Kalkschlamm-Sedimenten («Seetonen») verzahnt, diese aber nur spärliche, wohl aufgearbeitete warmzeitliche Pollen – *Abies*, *Pinus*, *Picea* und *Betula* – geliefert haben (E. Hohenstatter in H. J. Schneider, 1953), dürfte der See durch die zuvor geschüttete kaltzeitlich niedergefahrene Krumplehner Brekzie gestaut worden sein.
Eine ebenfalls verfestigte, rißzeitliche (?) Moräne ist auch aus dem Loisachtal SE von Eschenlohe bekannt geworden (K. Doben, 1975 K, 1976).

Der Iller-Gletscher

Der würmzeitliche Maximalstand zeichnet sich beim *Iller-Gletscher* durch mehrere Stirnlappen aus: in den hochgelegenen frontnahen Moränen von Linden, wo die Iller heute zur Aitrach – einer Schmelzwasserrinne des nordöstlichen Rhein-Gletschers – durchbricht, im Memminger Trockental, durch das die Iller bis ins Hochwürm ins Vorland austrat, in den Endmoränen von Gmeinschwenden–Ziegelberg–Schrattenbach und im zugehörigen Sanderkegel von Grönenbach (R. German, 1959; H. Jerz, 1975; R. Streit et al., 1975 K). Im E anschließenden Lappen der westlichen Günz endete das Eis bei Osterberg und Untrasried, im Tal der östlichen Günz bei Immenthal. Am westlichen Grünten reichte der Iller-Gletscher in der Mindel- und in der Riß-Eiszeit bis auf 1400 m, in der Würm-Eiszeit auf über 1200 m. L. Armbruster (1951) nimmt am Alpenrand über Blaichach eine Eishöhe von 1170 m an.
Im westlichen Alpseetal hing ein Arm des Iller-Gletschers mit einem Rhein-Gletscherarm zusammen, der bei Steibis S von Oberstaufen noch auf über 900 m reichte (Fig. 9). Bereits W von Oberstdorf, wo das Eis im Würm-Maximum auf über 1400 m stand, hing der Iller-Gletscher über den Aibele-Sattel (1120 m) und – in den Höchstständen auch über Kindsbanget-Alm (1280 m) und über das Schönbergjoch (1345 m) – durch die Täler der Subersach und der Bolgenach mit dem Eis des vorderen Bregenzer Waldes und damit mit dem Rhein-System zusammen (Bd. 2, S. 51, 68).
S des Alpsees verraten deutliche Moränenwälle Zuschüsse vom Immenstädter Horn (1489 m) und aus dem Becken der Kessel-Alm (1220 m) auf 1100 bzw. auf 1070 m. Auch weiter N drangen Lappen des Iller-Gletschers über den Sattel von Zaumberg und Kreuzbichel – wo das Eis noch bis auf 1050 m reichte – gegen W in die Talungen von Missen und zwischen Stoffelberg und Rechtis ins Weitnauer Tal ein (F. Weidenbach et al., 1933 K, 1962 K). Dabei nahm der Weitnauer Arm letzte Zuschüsse vom Hauchenberg (1242 m) auf (Jerz, 1974 K). E und N von Rechtis hingen Eislappen ins Wengener Tal hinüber (Bd. 1, S. 439f.).
Die Schmelzwässer der gegen W übergeflossenen Eisarme sammelten sich zur Unteren Argen, die NE von Isny, zusammen mit randlichen Schmelzwässern des östlichen Rhein-Gletschers, gegen Leutkirch und durchs Aitrachtal zur Iller abflossen. Um die Erforschung des frontalen Iller-Gletscherrandes mühten sich neben I. Schaefer (1973) und K.-A. Habbe (1979; in Vorb.) auch D. Ellwanger (1980a, b, 1983).

Fig. 9 Der Alpsee und das Konstanzer Tal W von Immenstadt, durch das eine seitliche Eiszunge des Iller-Gletschers mit dem östlichen Rhein-Gletscher in Verbindung stand. Schmelzwässer des zurückweichenden Eises füllten den Talboden mit Schottern und Seetonen auf. Aufgrund des SE des Alpsees sich verschmälernden Tales dürfte durch seitliche Schmelzwässer im Seebecken kurzfristig eine Toteismasse abgetrennt worden sein. Später wurde dort der Vordersee durch seitliche Schuttfächer vom Alpsee abgedämmt.
Photo: W. Sienz, Kempten. Aus: H. & U. Scholz, 1981.

Vom Sattel von Wegscheidel W von Kempten flossen Schmelzwässer durchs Kürnachtal gegen Friesenhofen, wo sie sich in die östliche Randrinne des Rhein-Gletschers ergossen. W von Buchenberg setzen Seitenmoränen ein, die, von randlichen Schmelzwasserrinnen begleitet, sich über Wiggensbach bis zum Gletscherende SW von Grönenbach verfolgen lassen (Weidenbach et al., 1933 K, 1962 K; Bd. 1, S. 440 f.).
Von Hindelang floß bereits etwas Ostrach/Iller-Eis nach NE über den Sattel von Oberjoch (1150 m) ins Wertach-System. Anderseits drängte der von Weißenbach im Lech-

tal über den Gaichtpaß–Nesselwängle gegen Tannheim vorgestoßene Arm des Lech-Gletschers das vom Kastenkopf (2133 m) und vom Geißhorn (2246 m) zufließende Eis über Unterjoch und über Jungholz ins Wertach-System (S. 42). Dieses floß, zusammen mit übergeflossenem Iller-Eis und etwas Eis aus dem recht bescheidenen angestammten Einzugsgebiet am Kühgundkopf (1907 m), als Iller-Lech («Wertach»)-Gletscher ins Vorland zwischen Iller- und Lech-Gletscher. Dabei wurden diese Eismassen von weiteren Transfluenzen des Iller-Gletschers – über den Metzwald-Sattel und über Rettenberg–Petersthal – sowie von Lech-Eis, das über Vils zufloß und von Füssen sich gegen NW ausbreitete, zusätzlich genährt.

Der W-Lappen dieses «*Wertach-Gletschers*» endete bei Salenwang, der E-Lappen N von Kaufbeuren. Die Schmelzwässer flossen durch die Talung Friesenried–Eggenthal–Mindelheim und durchs Wertachtal ab. E von Kaufbeuren stieß der «Wertach-Gletscher» auf den Kaufbeurer Lappen des *Lech-Gletschers*. Von den Vilser Alpen und aus dem Tannheimer Gebirge nahm er noch den *Vilser Gletscher* auf. Zwischen Vils–Weißensee–Senkele stand er mit dem Lech-Eis in Verbindung.

Die Niederterrassenschotter liegen als grundwasserreiche Talfüllungen in Rinnen, die von den Schmelzwässern der vorstoßenden Gletscherlappen geschüttet wurden. In gefällsarmen Abschnitten sind sie von feinkörnigen Auen-Ablagerungen und lokal von Mooren bedeckt.

Um Memmingen zeigen sich, wie bereits bei den Hochterrassenschottern, wiederum zwei Niveaus mit einer Höhendifferenz von 8–10 m. Das höhere, der Schotterstrang von Steinheim–Fellheim und dessen Fortsetzung ins Weißenhorner Rothtal, unterscheidet sich von der tieferen Erolzheimer Flur wieder durch einen geringeren Kristallin-Anteil und Deckenschichten von 1–2 m Löß und Lößlehm (K. Brunnacker, 1953).

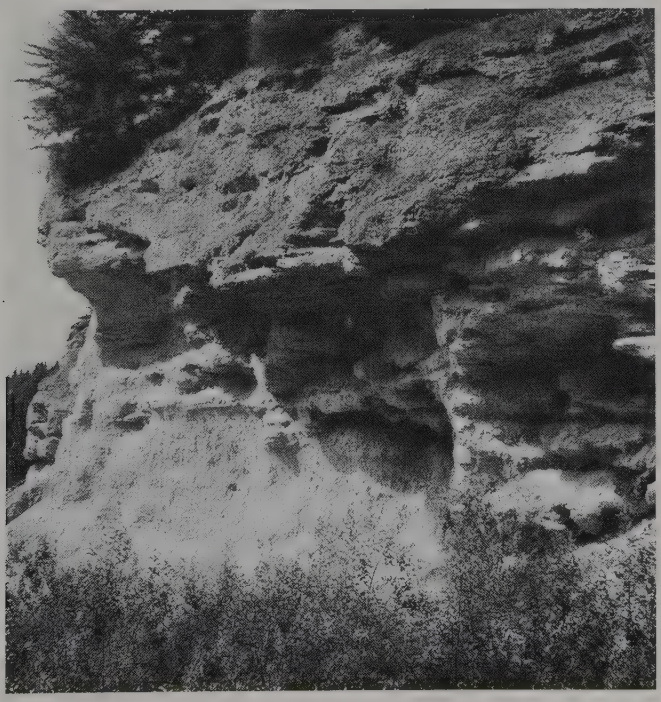


Fig. 10 Verkitteter, vom rißzeitlichen Iller-Gletscher noch überfahrener Jüngerer Deckenschotter Johanniskeller, E von Obergünzburg.

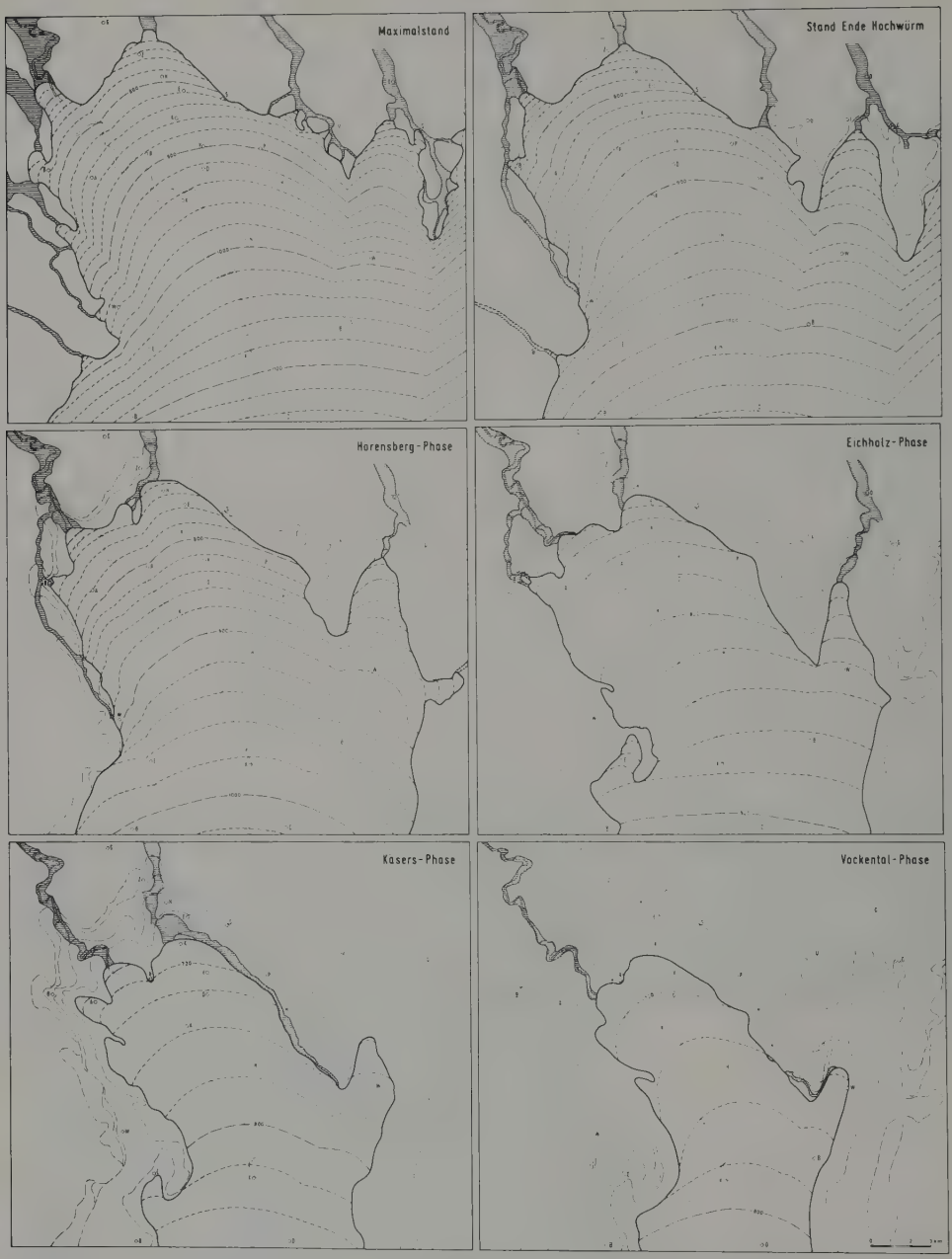


Fig. 11 Der hochwürmzeitliche Iller-Gletscher und die ersten Abschmelzstaffeln. Aus: K.-A. Habbe, 1979.

Der Frontbereich des Iller- und des «Wertach»-Gletschers ist wiederholt untersucht und kartographisch dargestellt worden, jüngst von R. Streit et al. in H. Jerz et al. (1975) von K.-A. Habbe (1979; cf. Fig. 11) und von H. & U. Scholz (1981). Dabei wurden

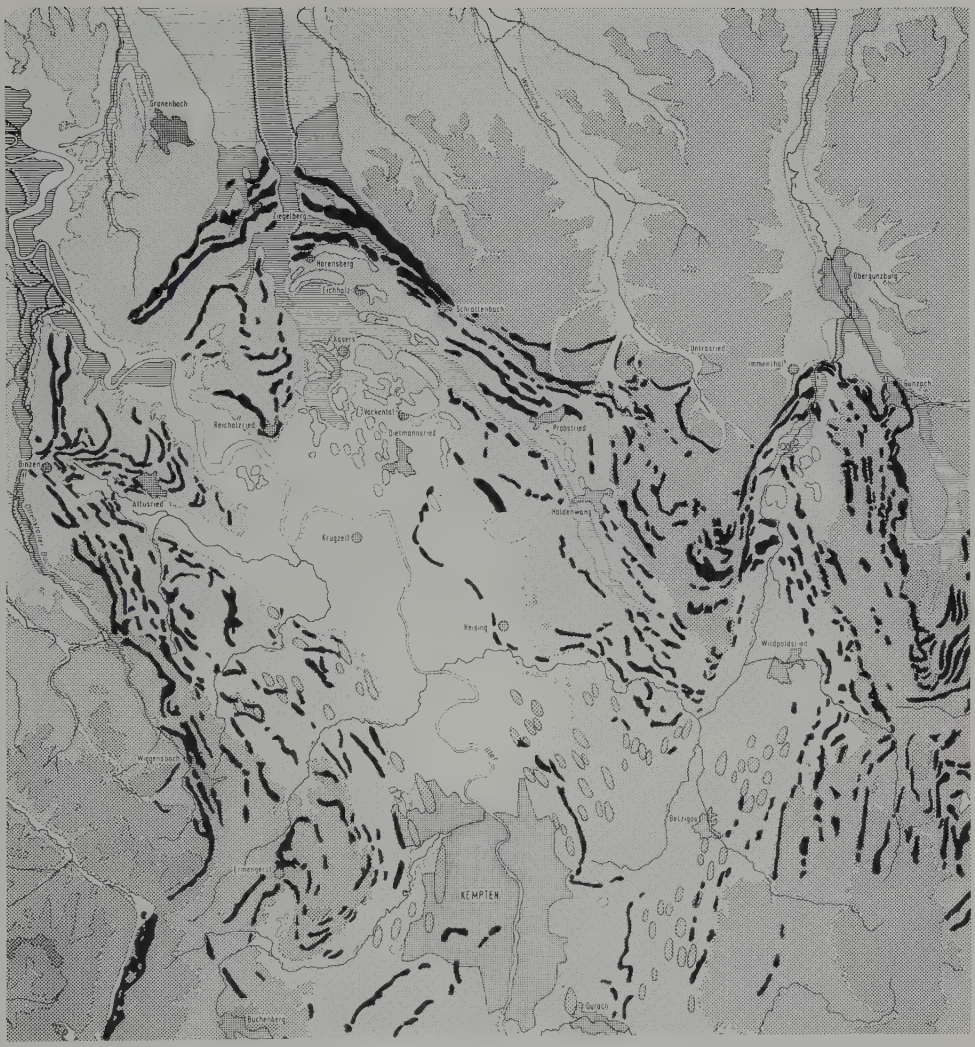


Fig. 12 Ablagerungen und Reliefformen im Stirnbereich des würmzeitlichen Iller-Gletschers
Nach P. BRUTSCHER, 1975. Aus K.-A. HABBE, 1979.

beim Vorstoß geschüttete Schotterfluren zu Drumlinfeldern überprägt (Fig. 18). Anderseits hinterließen die einzelnen Lappen bei geringen Wiedervorstößen während des generellen Abschmelzens wie die weiteren ins Alpen-Vorland ausgetretenen Gletscher mehrere Moränenstaffeln mit Erratiker-Gruppen (Fig. 19), die sich miteinander zu Abschmelzstaffeln, zu «Rückzugsstadien», verbinden lassen. Sie spiegeln gleichzeitige Eisstände wider (Fig. 11 und 12).

Fig. 13 Der in die Niederterrassenschotter eingeschnittene Wifelsbach, ein Quellast der Östlichen Günz im Frontbereich eines würmzeitlichen Lappens des Iller-Gletschers S von Obergünzburg, rechts dahinter ein Rest einer jüngeren Hochterrasse und am Horizont von rißzeitlicher Moräne bedeckter Jüngerer Deckenschotter.

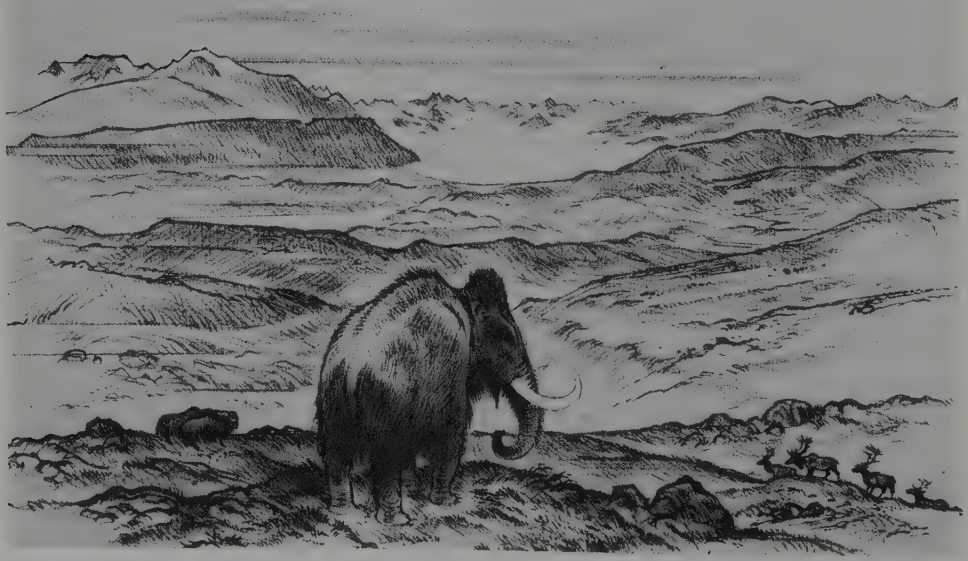


Fig. 14 Letztes Mammut auf dem Mariaberg W von Kempten mit Blick auf den zurückschmelzenden Iller-Gletscher und die Allgäuer Alpen. Zeichnung: Prof. U. Scholz, Kempten.
Aus: H. & U. Scholz, 1981.

Fig. 15 Die glaziale Ausräumungslandschaft um den Niedersonthofner See, die im SE, jenseits des Illertales, durch den Rottachberg begrenzt wird. Blick von Stoffels. Zeichnung: Prof. U. Scholz, Kempten.

Innere Jung-Endmoränen liegen im Illertal N von Dietmannsried. Beim Abschmelzen von diesem Stand wurden bei Dietmannsried Schotter mit Deltaschichtung in einen von Rückzugsmoränen des ausgehenden Hochwürms abgedämmten Stausee geschüttet. Am Reichelsberg am W-Rand von Kempten läßt sich bei einer Spiegelhöhe dieses Kemptener Eissees um 690 m eine Kliffbildung erkennen. Im frühen Spätwürm schüttete die Iller E von St. Mang die Schotter von Kempten-Engelhalde als Delta in diesen doppellappigen Stausee (F. Müller, 1952; K. Reiser, 1924; M. Kellenberger, 1928; Dr. H. Scholz, mdl. Mitt.). Mit dem Einschneiden des Seeausflusses bei Altusried bildeten sich in den Deltaschottern von Iller, Leubas und Rottach mehrere Terrassen aus.

An jungpleistozänen Großsäugern sind in der Umgebung von Kempten gefunden worden: *Rangifer tarandus* und ein Hirschgeweih in prähochwürmzeitlichen, zwischen Moränen gelegenen Schottern, ein Stoßzahn eines Elephantiden in den Schottern der Stadt selbst, ein Mammut-Stoßzahn in Sulzberg SE von Kempten (Fig. 14), ein Oberschenkelknochen in Schrattenbach und in Waltenhofen, N bzw. S der Stadt (Naturw. Samml. Zumstein-Haus, Kempten). W von Kempten markieren die Wälle um Buchenberg innere Jungmoränen. Zwischen Buchenberg und Alpseetal gegen W vorgestoßene Lappen des Iller-Eises reichten bis auf die Wasserscheide zum Rhein-System (Bd. 1, S. 441).

Noch jüngere, wohl dem Konstanzer Stadium entsprechende Eisstände geben sich bei Kempten, bei Waltenhofen und um den Sulzberger See zu erkennen. Die vom Iller-Eis überfahrenen Schotter mit verkitteten tieferen Partien der Drumlin-Zeilen, die den Niedersonthofner See im E begrenzen (Fig. 15), sind in der entsprechenden Vorstoßphase abgelagert worden. Am See konnte Jerz (1974k) in 4–7,5 m Tiefe den Laachersee-Bimstuff als 1 mm mächtige Schicht nachweisen.

Fig. 16 Vom Iller-Gletscher überschliffene Molasserippe, Kojen-Konglomerat, NE von Greggenhofen E von Immenstadt (Allgäu). Photo: L. Scheuenpflug, Neusäß-Lohwald.

Das von Immenstadt gegen W ins Alpseetal eingedrungene Eis hing bei Oberstaufen mit dem östlichen Rhein-Gletscher zusammen (Bd. 2, S. 68). Innere Jung-Endmoränen E und SE von Oberstaufen bekunden einen bis an den Staufner Berg reichenden Lappen (Fig. 9).

Beim Abschmelzen dieses Iller-Gletscherlappens bildete sich im Becken der Alpsee, von dem der Vordersee durch seitliche Schuttfächer abgetrennt worden ist.

Im Breitenmoos SW von Buchenberg und im Reichholzrieder Moor W von Dietmannsried tritt *Betula nana* als Glazialrelikt auf (M. Dorn, 1972).

Im Alpseetal, wo eine Übertiefung von über 100 m nachgewiesen ist, reichte der Eislappen im Konstanzer Stadium noch bis W des Sees. Die Schuttmassen von Ratholz stammen von einem im Jahre 1348 nach einem Erdbeben von der Salmaser Höhe niedergebrochenen Bergsturz (Th. Vollmayr, 1956).

Beim «Wertach-Gletscher» lag der Eisrand des Konstanzer Stadiums bei Wertach.

Dann schmolzen Iller- und Wertach-Eis bis an den Alpenrand zurück. Moränen und Rundhöcker wurden bei Immenstadt (E. Kraus & O. M. Reis, 1929k; R. Ebel et al., 1982) und – zusammen mit ausgedehnten Stauschuttmassen und markanten Wällen – beidseits des Illertales bei Sonthofen gebildet.

Ein nächster, durch Moräne gestauter spätwürmzeitlicher See erfüllte nach dem Abschmelzen des Eises zunächst das Becken von Werdenstein. Er wird belegt durch mindestens zwei durch Moränenmaterial getrennte Seeton-Abfolgen (K. Bader & Jerz, 1978). Auf den gegen SE einfallenden Schichtrippen der subalpinen Kojen-Schichten wurden bei Greggenhofen E von Immenstadt prachtvolle Gletscherschliffe mit gegen NNE verlaufenden Schrammen freigelegt (gem. Exk. mit Dr. H. Scholz, Fig. 16).

Fig. 17 1,75 m hohes Stämmchen von *Alnus incana* – Grauerle – aus den «interglazialen» Schieferkohlen des Leybachtales SE von Sonthofen.
Naturwissenschaftliche Sammlung des Allgäu im Zumsteinhaus in Kempten.
Photo: Prof. U. Scholz.

Ein weiterer Eissee hat sich nach dem Abschmelzen des Eises hinter den Molasserippen von Immenstadt–Greggenhofen, im Becken von Sonthofen gebildet.
Im Winkel zwischen dem bei Sonthofen mündenden Ostrach- und dem Illertal liegen mächtige, vom Eis gestaute Schuttmassen, aus denen bereits C. W. Gümbel (1861), A. Penck (1882, 1901) und J. Schuster (1909) von Altstädten, Hinang und Imberg Schieferkohlen mit *Picea abies*, *Pinus silvestris*, und *Corylus avellana* erwähnt haben. In neuerer Zeit konnten in Imberg auch Zapfen von *Picea omoricoides(?)* und ein Strauchfragment von *Alnus incana* geborgen werden (Fig. 17). Eine Bestimmung von 30 weiteren Höl-

Fig. 18 Das vom Iller-Gletscher geprägte Drumlinfeld zwischen Leubas und Betzigau NE von Kempten mit kleinen Mooren in den Senken. Im Hintergrund die Allgäuer- und Lechtaler Alpen.
Photo: Prof. U. Scholz, Kempten. Aus: H. & U. Scholz, 1981.

zern ergab 14 *Picea*, 10 *Abies*, 5 unbestimmbare Nadelhölzer, meist wohl *Picea* sowie 1 *Salix*. Nach dem Abschmelzen des Eises bildeten sich über wasserstauenden Horizonten Flachmoore, die beim Wiedervorstoß zu Schieferkohlen gepreßt wurden.
Jüngst sind auch am Großen Bichl im vorderen Ostrachtal Kohlen zutage getreten. Sie ergaben ^{14}C-Daten von > 50600 und 48500 v. h. (Jerz, mdl. Mitt.).
Im Einzugsgebiet des Iller- und des Lech-Gletschers hat bereits J. Müller (1919) auf eine bedeutende glaziäre Übertiefung hingewiesen. Aufgrund geophysikalischer Untersuchungen und einer Bohrung beträgt diese im Becken von Sonthofen gegen 150 m (Bader & Jerz, 1978).
Noch in den Ständen, deren Moränen sich bei Wertach und um Jungholz abzeichnen, floß Eis aus dem Tal der Ostrach von Hindelang über Oberjoch (1150 m) ins oberste Wertach- und ins Vilstal über (Müller, 1919). Dabei lag die Eishöhe über dem Oberjoch um 1500 m, über Jungholz um 1400 m (Fig. 20).
E von Oberjoch–Unterjoch–Auf der Egge–Krumbacher Berg–In der Bränte sowie bei Jungholz-Langenschwand haben sich zwischen dem übers Oberjoch übergeflossenen Eis und dem Vilser Gletscher Mittelmoränen ausgebildet.
Moränen, die zeitlich den Ständen im St. Galler- und Vorarlberger Rheintal entsprechen, stellen sich im obersten Wertachtal zwischen Oberjoch-Paß und Unterjoch ein.
Ein größerer Eissee wurde bei Oberstdorf durch Moränen und ein letzter bei Birgsau im Stillachtal durch Rundhöcker, Schuttfächer und Gehängeschutt abgedämmt.

Fig. 19 Findlingsgruppe von Molasse-Nagelfluh bei Moosbach S von Kempten, eines Felssturzes vom Rottachberg auf den östlichen Iller-Gletscher.
Photo: Prof. U. Scholz, Kempten. Aus: H. & U. Scholz, 1981.

Im nächsten Interstadial wich das Eis bis in die Quelltäler der Iller zurück. Dann stieß es erneut aus Stillach-, Trettach- und Oytal bis gegen Oberstdorf vor, während der Breitach-Gletscher am Ausgang des Kleinen Walsertal stirnte. Dabei flossen zunächst randliche Schmelzwässer durch die tektonisch vorgezeichnete Talung über Tiefenbach nach N ab (Fig. 21).

Fig. 20 Das Ostrach-Tal, ein rechtsseitiges Liefergebiet des Iller-Gletschers mit Hindelang (links) und Bad Oberdorf (Mitte). Darüber Oberjoch (1150 m), über dessen Sattel noch im frühesten Spätwürm Ostrach-Eis ins oberste Wertachtal übergeflossen ist. Anderseits floß Vilser Eis E der Wallmoräne vom Oberjoch über Unterjoch und über Jungholz hinter dem Sorgschrofen (1638 m) ins Wertachtal (links).
Photo: HEIMHUBER, Sonthofen. Aus: H. & U. SCHOLZ, 1981.

▷

Fig. 21 Die Allgäuer Alpen um Oberstdorf von NW. Im Vordergrund vom würmzeitlichen Iller-Gletscher überfahrene Schotter mit Moränenwällen, dahinter die vom Eis rundhöckerartig überprägten Ketten des Ochsenberg und des Burgberg, die Ebene von Oberstdorf (Bildmitte), dahinter die nördlichen Kalkalpen mit den Quelltälern der Iller, Mädelegabel (2645 m) und Hohes Licht (2651 m).
Luftaufnahme: FRANZ THORBECKE. Aus: H. BÖGEL/K. SCHMIDT, 1977.

Fig. 22 Die Hochflächen des Gottesacker-Gebietes mit der Steilwand des Hohen Ifen (2230 m) wurde vom Plateau-Eis rundhöckerartig überschliffen und von Schmelzwässern längs Kluftflächen verkarstet. Dahinter, links: der Widderstein (2533 m) und rechts der Mitte: die Braunarlspitze (2649 m). Im Hintergrund die Berge des Rätikon.
Luftaufnahme Nr. G 401/7: HEIMHUBER, Sonthofen. Aus: H. & U. SCHOLZ, 1981.

Stirnnahe Moränen eines nächsten Klima-Rückschlages bekunden im Kleinen Walsertal einen Wiedervorstoß bis Mittelberg und Hirschegg, bis 1100 m, vom Gottesacker und vom Hohen Ifen bis unter 1200 m herab.
In den Iller-Quelltälern stießen die Gletscher im mittleren Spätwürm nochmals bis 1200 m, im Stillach- und im Trettachtal vom Biberkopf (2600 m), vom Wilden Mann (2578 m), von der Mädelegabel (2646 m) und von der Öfner Spitze (2578 m) gar bis gegen 1000 m bzw. 1150 m vor (C. A. HANIEL/M. RICHTER, 1929K).

Noch im ausgehenden Spätwürm hingen durch schluchtartig enge Täler E und W der Mädelegabel Eiszungen bis Einödsbach, bis 1100 m, und bis zur Mündung des Sperrbaches, bis unter 1250 m, herab. Ein späterer Stand endete um 1300 m, ein frührezenter um 1470 m, ein weiterer um 1520 m. Selbst heute sind diese Täler noch bis unter 1800 m herab von Lawinenschnee erfüllt.

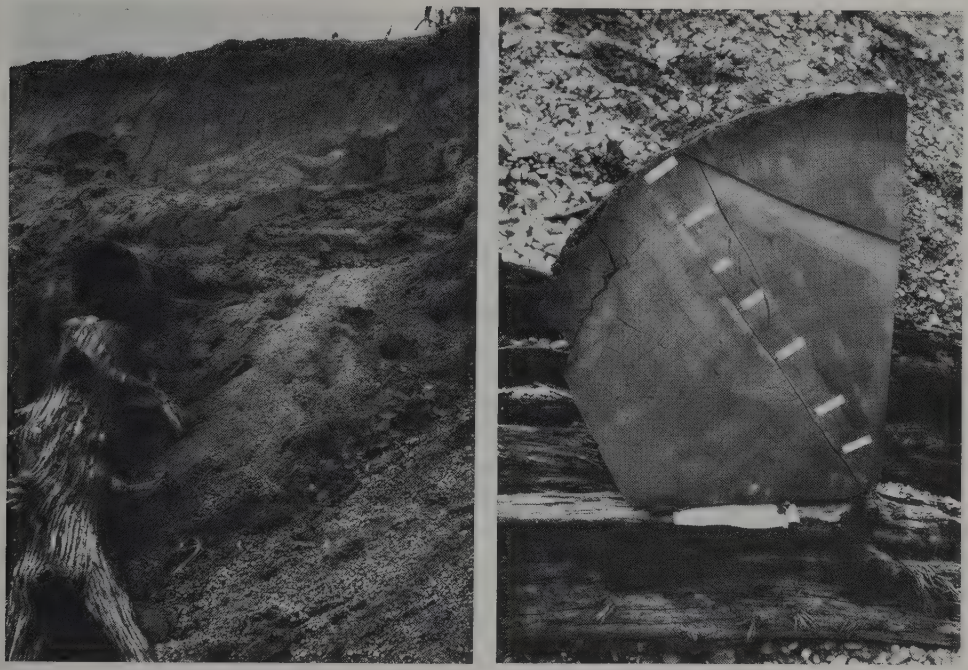


Fig. 23 Fossile Eichenstämme an der Grenze Schotter/Auelehm von Burlafingen E von Ulm (links), von Dr. B. Becker, Stuttgart-Hohenheim, dendrochronologisch als bronzezeitlich bestimmte Stämme (rechts).

Der Iller-Schwemmfächer E von Ulm

Die nacheiszeitliche Schüttung des Iller-Schuttfächers beginnt über einer im Donauraum weit verbreiteten Lage mit eckigen Blöcken (B. Becker, 1972, 1975, 1977, in B. Frenzel et al., 1976, 1978), deren Schüttung wohl mit katastrophalen Ausbrüchen von Moränenseen in Verbindung zu bringen ist. Darüber treten – von der Strömung eingeregelt – Föhren-Stämme aus dem Präboreal (9820–9400 Jahre v. h.) auf.
Föhren- und Birken-Stämme sind im Donauraum erstmals aus dem Tullner Feld bei Neustift bekannt geworden (L. Piffl, 1971). E von Ulm liegen darüber Eichen-Stämme, lokal zunächst solche aus dem Boreal und dem Atlantikum. Aufgrund der Jahrringmuster konnte Becker eine nahezu lückenlos zusammenfügbare Jahrring-Chronologie erarbeiten und die jüngeren Eichen-Stämme drei Zeitspannen zuweisen:
– Neolithikum/Bronzezeit, 2200–1800 v. Chr.; da zwei Stämme bis in die hangenden Auenlehme reichen, markieren sie den Abschluß der Schotterakkumulation (Fig. 23);
– Eisen-, Römerzeit,
– Frühmittelalter.

Die beiden jüngeren Eichen-Horizonte liegen wenig tiefer, näher der Donau und sind auf Mäanderbereiche beschränkt. Offenbar wurden später Rinnen bis in die Schotter eingetieft, die lokal von jüngeren Schottern und von Bruchwaldtorf angefüllt und von Auenlehm überdeckt wurden.

Paläo-Ökologie der postglazialen Täler S der Donau

Postglaziale Veränderungen der Flußaktivität, der Sedimentführung, des Grundwasserstandes, in der Bodenbildung und Flußterrassen-Vermoorung lassen sich aus Vergleichen des Wachstums von Eichen-Auenbeständen mit Moor- und Bodenbildung rekonstruieren (Fig. 23).
Im *Boreal* brachten nach B. Becker (1972, in Frenzel et al., 1976, 1978) vernäßte Standorte bei hohem Grundwasserstand nur geringe Holz-Zuwachsraten, im *Älteren Atlantikum* bei absinkendem Grundwasser ein Einschneiden der Flüsse und steigenden Zuwachs. Im *Jüngeren Atlantikum* bewirkten Vernässung und Vergleyung bei steigendem (?) Grundwasserspiegel extrem niedrige Zuwüchse.
Der zu Beginn des *Subborealś* erfolgte Wandel in der Talgeschichte drückte sich in bedeutenderen Zuwachsleistungen aus, die bis ins Subatlantikum angehalten haben. Bei der Ablagerung der drei Haupthorizonte subfossiler Donau-Hölzer wurden die Auenwälder E von Ulm flächenhaft erfaßt und zerstört; zugleich wurden weite Bereiche überschottert. Spätestens im Subatlantikum entstanden nach Rodungen durch Bodenerosion fruchtbare Auenlehmdecken.
Die Jahrringmuster der jungsteinzeitlichen bis bronzezeitlichen Eichen mit hohen Jahrringbreiten und geringen Schwankungen einzelner Jahre deuten auf tiefgründige, nährstoffreiche Standorte mit guter Grundwasserführung.

Der Lech-Gletscher

Im Bereich des obersten Lechtales stand das würmzeitliche Eis auf Formarinalp (1871 m) und an der Roten Wand (2704 m) in den Maximalständen auf über 2200 m, NE des Spuller Sees gar um 2250 m. Damit floß Eis zunächst übers Rauhe Joch (1918 m) und durchs Schmied-Tal sowie durchs Spreubach-Tal ins Klostertal sowie über die Gmeine Weid (2014 m) und das Johannes-Joch (2050 m) ins Große Walsertal, ebenfalls zum Rhein-Gletscher (Bd. 2, S. 110).
Am Sattel bei der Göppinger Hütte (2228 m) und am Butzer Sattel (2150 m) stand das Lech-Eis im Gleichgewicht mit demjenigen im hinteren Großen Walsertal bzw. im hintersten Bregenzer Wald. Da es noch über Lech bis auf über 2200 m reichte, stand es nach S in Verbindung mit dem Arlberg-Eis, das dort auf mindestens 2350 m lag (Bd. 2, S. 111). Über den Auenfeld-Sattel (1709 m) und über die Hochtannberg-Sättel (1670 m) verlor es Eis zum Bregenzer Wald, über den Hochalp-Paß (1921 m) und über den eisüberprägten Grat Gemstel–Koblach und Lechleiten ins Kleine Walsertal und ins Stillachtal zum Iller-Gletscher. Anderseits empfing der Lech-Gletscher in den Hochglazialen Klostertaler Eis über den Flexenpaß und durch die Spullersee-Senke sowie Rosanna-Eis über die Sättel der Lechtaler Alpen (S. 126).
Wie im Inntal (S. 84ff.) sind auch aus dem Lechtal, um Weißenbach–Reutte, zementierte

randliche Schotter nachgewiesen, die von Moräne bedeckt werden (O. Ampferer, 1932c). Sie zeigen eine ähnliche kalkalpine Zusammensetzung wie die heutige Schotterführung des Lechs und reichen bis auf eine Höhe von 230 m über den Talboden. Dabei lassen sie sich etwas in die Seitentäler hinein verfolgen. Durch Zuflüsse von Inn-Schmelzwässern sind diesen Schottern auch zentralalpine Gerölle beigemengt. NE von Reutte ist der Uri-See (895 m) in sie eingebettet.

In den Hochwürm-Ständen floß ein Seitenarm des über den Fernpaß zum Ammer-Loisach-System übergeflossenen Inn-Eises über das Hahntenn-Joch (1894 m) und durch das bei Elmen ins Lechtal mündende Bschlaber Tal zum Lech-Gletscher. Noch im frühen Spätwürm hing Fernpaß-Inn-Eis über das Schweinstein-Joch (1579 m) und das Rotlechtal mit dem Lech-Eis zusammen. Anderseits bestand bis ins frühe Spätwürm eine Eisverbindung vom Rotlechtal über Berwang (1336 m) zur Talung von Hintertoren. In einem späteren Stand flossen Schmelzwässer einer Zunge des Rotlech-Gletschers von Berwang gegen NE ab.

Bei Reutte nahm der Lech-Gletscher über Fernpaß–Lermoos und die Talung von Heiterwang zugeflossenes Inn-Eis auf. Anderseits hingen Inn- und Lech-Eis durch die Talung des Plansees (976 m) mit dem Loisach- und über Griesen, über den Sattel des Ammerwaldes (1110 m) und über den Brameck-Sattel (1085 m) mit dem *Ammer/Loisach-System* zusammen. Dabei erhielten diese Verbindungsarme noch kräftig Zuschüsse aus den Bergen um den Plansee, von der Kreuzspitze (2184 m) sowie aus dem Ammergebirge, das in der Hochplatte bis auf 2082 m ansteigt. Über dem Plansee stand das Eis im Würm-Maximum um 1500 m, zur Riß-Eiszeit auf über 1600 m, was überschliffene Kuppen erkennen lassen. Noch über dem Brameck-Sattel reichte das Eis bis auf 1250 m bzw. bis über 1350 m und erhielt bis ins frühe Spätwürm Zufluß von der Klammspitz-Kette (1926 m), während derjenige vom Hohen Trauchberg (1638 m) nach dem Hochwürm ausfiel.

Noch im mittleren und jüngeren Spätwürm bargen die Berge um den Plansee und das Ammergebirge zahlreiche Kargletscher. Vom Daniel (2340 m) N von Lermoos stieg einer noch im letzten Spätwürm bis gegen 1800 m herab.

Durch Schuttfächer wurden Plan- und Heiterwanger See abgedämmt und die beiden unterteilt, während der nördliche Lappen bereits verlandete.

Bei Weißenbach und bei Vils stieß der Lech- auf den aus den Vilser Alpen und aus dem Tannheimer Gebirge austretenden *Vils-Gletscher*, überschliff vor Füssen die äußerste ostalpine Kette und räumte im weniger resistenten, von schrägen Querbrüchen durchsetzten Alpenrand-Bereich heute von Seen erfüllte Becken aus. Dabei wurde er von Eis aus dem westlichen Ammergebirge unterstützt. Lech-abwärts stieß der Gletscher im Würm-Maximum über Schongau bis Hohenfurch vor. Dort ließ er die äußeren, bei Schongau die inneren Jung-Endmoränen zurück (A. Penck, 1882, 1909; C. Troll, 1925; R. German, 1962).

Im Maximalstand der Würm-Eiszeit drang das über Pfronten und Füssen austretende Lech-Eis in mehreren Lappen ins Bayerische Alpenvorland vor. Äußerste Randlagen zeichnen sich im Wertach-Tal bei Kaufbeuren und im Lechtal unterhalb von Schongau ab. Dazwischen ragte der Auerberg (1055 m) als Insel über die Eisoberfläche empor. Von den Endmoränen aus entfalteten sich in bereits präriß-zeitlich, teilweise gar prämindelzeitlich angelegten Tälern die Schotterfluren von Bad Wörishofen–Türkheim/Buchloe–Schwabmünchen–Augsburg und Denklingen–Landsberg.

Von den Stirnen der kleineren Seitenlappen haben sich enge Schmelzwasserrinnen ein-

getieft, so das Ascher- und das Dienhauser Tal, die mit flachsten Schwemmfächern in die Niederterrassen-Schotterflur austreten, in die sich Schmelzwässer des zurückschmelzenden Lech-Gletschers Erosionsterrassen eingetieft haben. Später hat der Lech holozäne Sedimente abgelagert und teilweise wieder ausgeräumt. Th. Diez (1968) konnte zwischen Schongau und Landsberg wenigstens 16 Terrassenstufen des Lechs unterscheiden. Innere Randlagen lassen sich bei Marktoberdorf und bei Peiting erkennen.
Die Wälle von Roßhaupten, Lechbruck und Steingaden dürften mit dem Stadium von Konstanz zu verbinden sein. In einem jüngeren Stand war noch das von Drumlinschwärmen und Toteislöchern umgebene Becken des ehemaligen Füssener Sees von Eis erfüllt. Zugehörige Moränen zeichnen sich auch am N-Rand des Ammergebirges ab. Im Halblech-Tal läßt sich eine Eiszunge bis unter 900 m durch eine stirnnahe Moräne und eine Mündungsschlucht nachweisen (C. W. Kockel et al., 1931 k).
Ein jüngeres Stadium des Lech-Gletschers wird bei Reutte durch Moränen, Rundhöcker, spätwürmzeitliche Schotter und Schmelzwasserrinnen – von Heiterwang und vom Plansee – belegt.
Im Halblech-Tal reichen jüngere Moränen um das Becken des Kronwinkel-Moos NW der Klammspitz (1924 m) bis 1040 m (M. Richter in Kockel et al., 1931 k), solche aus den Karen W des Feigenkopf (1867 m) enden um 1050 m. Auch Stirnwälle in 1270 m um ein Zungenbecken NW des Säuling belegen eine Gleichgewichtslage um 1400 m und eine klimatische Schneegrenze am N-Rand des Ammergebirges um 1550 m. Damit entspricht dieses Stadium wohl den Randlagen des Rhein-Gletschers um Sargans (Bd. 2, S. 103 f.).
Aufgrund eisüberschliffener Grate und des Auftretens höchster erratischer Geschiebe konnte J. Müller (1918) zahlreiche Hinweise über die Eishöhen im alpinen Lechtal gewinnen. Im Würm-Maximum reichte dieses im alpinen Lechtal hoch hinauf, so im Mündungsgebiet von Gramaiser- und Bschlaber Tal auf über 1900 m, was sich an den eisüberprägten Graten zu erkennen gibt. Bei Weißenbach, im Mündungsbereich des Rotlech-Tales, stand das Eis noch um 1700 m. Durch die Transfluenz über den Gaichtpaß (1150 m) zum Haldensee (1124 m) über Tannheim (Eishöhe um 1500 m) und NE des Haldensees über die Enge gegen Pfronten (Eishöhe um 1300 m) fiel die Eisoberfläche auch im Lechtal etwas stärker ab. In einer Höhe von rund 1400 m ging der alpine Lech-Gletscher N von Reutte in einen breiten, mit rund 20‰ sanft abfallenden Vorlandgletscher über.
Über Weißenbach im Lechtal, wo sich wiederum mehrere Rundhöcker einstellen, dürfte die Oberfläche des Lech-Eises noch zur Zeit der inneren Jung-Endmoränen auf über 1550 m, zur Zeit des Ammersee-Stadiums noch auf über 1300 m gelegen haben.
Nächste Stände zeichnen sich um Reutte ab, wo Rundhöcker und tiefe Seitenmoränenreste auf den Zerfall des Eisstromnetzes hindeuten.
Dann schmolz der Lech-Gletscher kräftig zurück. Ein bedeutender Eisstand zeichnet sich im Lechtal durch Stauterrassen und absteigende Seitenmoränen S von Elbigenalp ab. Dabei nahm er von S, aus dem Madau-Tal, noch den *Alperschoner Gletscher* von der Parseier Spitz-Gruppe auf, was sich in einer Mittelmoräne zu erkennen gibt. Auch von der N-Seite, aus den Karen vom Krottenkopf (2657 m) zur Urbeleskar-Spitze (2636 m), stiegen die Gletscher nochmals bis ins Lechtal ab. Der *Hornbach-Gletscher* von der Öfner Spitze und vom Hochvogel (2593 m) endete bei Hinterhornbach um 1100 m.
Dagegen vermochten Schwarzwasser-, Hornbach-, Namloser-, Bschlaber- und Gramaiser Gletscher nochmals bis an die Talausgänge vorzustoßen.

Ein nächster Stand des Lech-Gletschers ist bei Holzgau angedeutet. Damals vereinigte sich der vom Hohen Licht (2652 m) und von der Mädelegabel (2646 m) durch das Tal der Schochenalp abfließende Gletscher mit dem von der Öfner Spitze (2578 m) durchs Roßgumpental zufließenden Eis zum *Höhenbach-Gletscher*, der zunächst noch am Austritt der Mündungsschlucht N von Holzgau endete, während der Alperschoner Gletscher ebenfalls nochmals bis an die Mündung des Madau-Tales vordrang. Im Suferser Stadium reichte der Schochenalp-Gletscher noch bis zur Mittleren Schochen-Alp, der Roßgumpen-Gletscher bis unter die Obere Roßgumpen-Alp. Jüngere Stände geben sich bei der Hinteren Schochen-Alp und beim Schochenalpen-See sowie im Kelletal und vor dem Öfner Kar zu erkennen.

Frührezente Moränen steigen auf der S-Seite der Mädelegabel bis gegen die Schwarzmilz-Schafalpe, bis auf 2300 m ab. Noch um 1960 bestand ein bis unter 2500 m reichender Schwarzmilz-Ferner, der dann jedoch vollends abgeschmolzen ist (Prof. U. Scholz, Kempten, mdl. Mitt.).

Mit dem Rückschmelzen des Lech-Gletschers hinter Holzgau brach ein Bergsturz vom Wilden Kasten (2544 m) ins eisfrei gewordene Lechtal nieder (C. A. Haniel et al., 1914k; M. Richter et al., 1929k). Im Suferser Stadium drangen die von der Wildmahd- und von der Peischel-Spitze (2513 m) ernährten Eismassen NE von Hägerau und NE von Steeg erneut bis fast in die Sohle des Lechtales vor.

In den südlichen Lechtaler Alpen stieß der *Namloser Gletscher* von der Namloser Wetterspitze (2554 m) und von der Rudigspitze (2383 m) im mittleren Spätwürm bis über die Mündung des Fallerschein-Tales vor, was Moränen im Mündungsbereich belegen. Jüngere Eisstände zeichnen sich in den Talschlüssen ab.

Über Kelmen (1342 m) stand der Namloser Gletscher bis ins frühe Spätwürm mit dem Rotlech-Eis in Verbindung.

Im Gramaiser Tal liegen stirnnahe Seitenmoränen – wohl solche des Steinach-Stadiums – unterhalb von Gramais. In einem jüngeren, im Gschnitz-Stadium, vermochten sich die drei Gletscher der Talschlüsse bei Gramais eben noch zu vereinigen.

Dann zerfiel das Lech-Eis; die Seitengletscher schmolzen in die Täler zurück. Auch im nächsten Klimarückschlag vermochten sie sich nicht mehr zu einem Talgletscher zu vereinigen. Selbst die bedeutendsten, *Armajur-* und *Kaiser-Gletscher* von der NE-Seite der Valluga (2809 m) und von der Vorderseespitze (2889 m), endeten in der Mündungsschlucht bei Steeg auf 1150 m. Auch weiter Lech-aufwärts stirnten die Seitengletscher vor den Talmündungen. Das Eis von der NW-Seite der Valluga, vom Trittkopf und von der Wildgruben-Spitze (2753 m) endete kurz vor Lech auf 1500 m. Talauswärts wurde eine Sanderflur geschüttet. Die Gletscher der westlichsten Quelläste des Lechs vermochten sich auf Tannleger Alp, auf 1600 m, eben noch zu vereinigen. Bereits wirkt sich jedoch ein Abfließen vom Spullersee gegen das Klostertal zum Rhein-System aus. Als klimatische Schneegrenze ergibt sich eine Höhenlage von gut 2000 m. Damit dürfte dieser Eisstand dem Suferser Stadium zuzuweisen sein.

Noch im letzten Spätwürm war das Becken des Formarinsees von Lech-Eis von der Roten Wand (2704 m) und vom Schafberg (2413 m) erfüllt (Fig. 24). Die Gmeine Weid (2014 m) bildete noch damals einen Firnsattel, über den Eis gegen NW bis zur Oberen Lagutzalp, bis 1800 m, gegen das Große Walsertal hinabhing. Schmelzwässer des letztspätwürmzeitlichen Lech-Gletschers flossen auch gegen S durchs Schmiedtal ins Klostertal ab, während die Zunge sich von der Formarin-Alp gegen das Lechtal entwässerte (Fig. 25).

Fig. 24 Das rundhöckerartig überprägte Stamm-Kar des Lech-Gletschers am Schafberg (2413 m) W des Formarin-Sees. In den Früh- und in den Spätphasen floß Eis auch ins Große Walsertal und ins Klostertal zum Rhein-Gletscher ab.

Zur Zeit des Würm-Maximums dagegen war das Becken des Formarinsees bis über 2300 m von Eis erfüllt, zeigt doch der Formaletsch (2292 m) noch deutliche Spuren einer Eisüberprägung. Damit hat sich auch im Formarin-Gebiet ein Vereisungszentrum ausgebildet.

Ebenso bekundet von O. Ampferer et al. (1932aK) festgestellte Moräne mit zentralalpinen Blöcken im obersten Lechtal über dem Spullersee eine ehemalige Mindest-Eishöhe von 1900 m, aufgrund der Rundhöcker gar um 2100 m. Diese läßt sich mit denen auf dem Churer Joch und am Calanda verbinden (Bd. 2, S. 23). Damit dürfte in der Würm-Eiszeit eine Transfluenz von Eis von S des Arlbergs ins Lechtal belegt sein. Auch über den Flexenpaß (1774 m) erhielt der Lech-Gletscher damals einen Zuschuß von Arlberg-Eis.

Die nächsthöheren Stände, die Ampferer et al. (1932K a, b, c) der letzten Phase seiner Schlußvereisung zugewiesen hat und die wohl dem Suferser Stadium entsprechen, steigen auf Gstüttalp SW von Lech auf unter 1800 m ab. Im ausgehenden Spätwürm hing der *Pazüel-Gletscher* aus dem Nährgebiet des Trittkopf und der Valluga ins Zürser Tal herab. Im letzten Spätwürm überfuhr er noch die Rundhöcker der Oberalp und endete wenig unterhalb derjenigen der Pazüelalp.

Der W des Zürser Tales vom Grat Untere Wildgruben-Spitze–Omeshorn in mehreren Lappen gegen NE herabhängende Gletscher stirnte mit seiner tiefsten Zunge wenig oberhalb des Zürser Baches.

Aus den Karen des obersten Krabachtals stieß noch im letzten Spätwürm eine Zunge bis zur Wüstalp vor.

Fig. 25 Das vom Lech-Gletscher ausgekolkte Zungenbecken des Formarin-Sees, das noch im letzten Spätwürm-Stand bis zur Alp Formarin von Eis erfüllt war.
Im Hintergrund Hohes Licht (2652 m) und Wilder Kasten (2544 m).

Der *Parseier Gletscher* von der Parseier Spitze (3036 m), dem höchsten Gipfel der nördlichen Kalkalpen, stieß im späteren Spätwürm nochmals bis Madau vor. Dort nahm er Röttal- und März-Gletscher auf. Zugleich trat ihm von SW der Alperschoner Gletscher entgegen (O. Ampferer et al., 1932 K c). Dann wurden die vier Eisströme selbständig. Im ausgehenden Spätwürm endete der Parseier Gletscher bei der Seele-Alm um 1400 m, im letzten Spätwürm um 1450 m und weiter talaufwärts. In den Schlüssen des Kaisertales sowie von Almajur stiegen noch im letzten Spätwürm Eiszungen bis unterhalb von 1800 m bzw. bis 1650 m ab. Heute sind sie – bei einer klimatischen Schneegrenze von rund 2700 m – auf kleinste Firnfelder in den höchsten Karen zurückgeschmolzen.
Frührezente Moränen belegen im obersten Parseier Tal einen Vorstoß bis 2240 m; ein gegen NE exponierter Gletscher endete um 2050 m. Der Parseier Ferner SW der Parseier Spitze reicht noch bis 2600 m herab.

Der Ammer/Loisach-Gletscher

Noch bis ins frühe Spätwürm bestand von Reutte eine Eisverbindung durch die Talung von Zwischentoren über den Sattel von Lähn (1112 m) zum Inn/Loisach-Gletscher im Becken von Lermoos–Ehrwald.
Durch die Talung des Heiterwanger- und des Plansees (916 m) floß Lech-Eis über den Ammer-Sattel (1118 m) gegen Ettal; durch den Schuttfächer des Pilzenbaches wurden die beiden Seen im Spätwürm unterteilt. Über den Neidernach-Sattel (995 m) und über

Lähn-Ehrwald–Lermoos hing es inneralpin mit dem Ammer- und Loisach-Eis zusammen. Anderseits empfing der Ammer/Loisach-Gletscher über den noch nicht von Bergsturztrümmern überschütteten Fernpaß (1210 m) Zuschuß von Inn-Eis, so daß allfällige Unterschiede in der Eisführung bereits im alpinen Bereich ausgeglichen worden waren.
Von Garmisch-Partenkirchen hing das Loisach-Eis über Klais, über das Schweizer Alple (1190 m), über den Esterberg (1264 m) und durchs Eschental zum Walchensee mit dem *Isar-Gletscher* zusammen (S. 60). In den würmzeitlichen Höchstständen stand es über Wallgau noch auf über 1550 m. Höchste Erratiker werden vom Rotenkopf ENE von Garmisch-Partenkirchen auf 1510 m angegeben (K. Doben, 1975 k). Noch über dem Walchensee dürfte das Eis um 1500 m gelegen haben.
Vom Alpenrand bei Murnau drang der Ammer/Loisach-Gletscher im Hochwürm weit in das bayerische Hügelland vor. Die äußersten Moränen folgen von Epfach–Issing zunächst etwas dem Lech. Dann biegen sie mehr und mehr gegen NE, bei Geltendorf und Türkenfeld gegen E um und umschließen mit äußeren und inneren Jung-Endmoränen Ammer-, Wörth- und Pilsensee. Die Schmelzwässer wandten sich dabei zunächst zum Lech, dann gegen Zuflüsse der Paar.
Im Frontbereich des Loisach-Gletschers haben sich äußerste würmzeitliche Moränen bei Landsberied und E der Amper zwischen Holzhausen, Steinlach und Gilching erhalten. Dort haben sich auch eine randliche Schmelzwasserrinne, Gletschertore, Sanderkegel und die davon ausgehende Schotterflur der Niederterrasse ausgebildet.
Auch an den gegen NE gerichteten Stirnlappen setzen die würmzeitlichen Schotterfluren der Münchner Ebene ein, die nach NE mehr und mehr vermooren. In die Schotter wurden von der Amper spätglaziale Terrassen eingeschnitten.
Rißzeitliche Wallreste sind NW und SE von Fürstenfeldbruck sowie E von Gilching angedeutet. Sie bekunden einen um mehrere km weiter vorgestoßenen mindelzeitlichen (?) Eisrand (W. Grottenthaler, 1980 k).
Zur Zeit der Schüttung der inneren Jung-Endmoränen drang der Ammer-Gletscher S des Kirnberg (949 m) gegen NW, gegen die Stirn des Lech-Gletschers, vor. Weiter N, zwischen Kirnberg und Peißenberg (988 m), wandte sich ein Lappen des Loisach-Gletschers gegen NW. Auf der E-Seite des Peißenberg stand das Eis im Würm-Maximum bis auf 900 m. Zur Riß-Eiszeit reichte es dort bis auf 960 m. Gegen N fiel die Eisoberfläche rasch ab. N des Peißenberg folgen, bis über Wessobrunn hinaus, mehrere seitlich sich ablösende Moränenbögen mit ihren Abschmelzstaffeln und dazwischen gelegenen Schmelzwasserrinnen. Gegen den Ammersee hin rücken diese allmählich auseinander.
E des Ammersees weichen die äußersten Jung-Endmoränen gegen SE bis Hadorf zurück und biegen N von Starnberg wieder gegen NE vor. Die inneren Jung-Endmoränen säumen von Stegen an das E-Ufer des Ammersees und umschließen den Pilsensee, innere Staffeln noch die Bucht von Herrsching. Dann verlaufen sie zunächst weiter gegen S, drehen gegen E um, dämmen kleinere Zungenbecken ab und zielen gegen Starnberg. SE davon liegt eine von Toteislöchern durchsetzte Drumlinlandschaft (E. Ebers, 1926).
Nächst jüngere, wohl dem Konstanzer Stadium entsprechende Moränenwälle verraten ein Gletscherende N von Weilheim. Um Huglfing N von Murnau stellen sich interne Moränenstaffeln ein. Sie umschließen als Uffinger Stadium (C. Troll, 1937) Schotterfluren sowie Staffel- und Riegsee.
Durch die schuttbringende und früher stark mäandrierende Ammer verlandete der südlichste Ammersee im Spätwürm und im Holozän zusehends. Noch in historischer Zeit reichte er bis 4 km weiter S, so daß Raisting-Sölb früher am See lag.

Fig. 26 Das Isar-Eis, das von Wallgau längs der Kesselberg-Störung nach N abfloß, räumte erst das Becken des Walchensees, dann jenes des Kochelsees aus. Dieses ist im Laufe des Holozäns bis auf den heutigen Kochelsee verlandet. Links Schlehdorf.

Ebenso hing früher der Pilsensee bei Herrsching noch mit dem Ammersee zusammen. Im nächsten Stadium erfüllte der Loisach-Gletscher noch das Becken des Eschenloher–Murnauer Mooses. Dabei überfuhr er vor der Front der ostalpinen Decken die abgetauchten Reste der Helvetischen Zone und endete am S-Schenkel der Murnauer Molassemulde (W. Zeil, 1954).

Im frühen Spätwürm waren auch die Becken des Ettaler- und des Ammergauer Mooses noch von Eis erfüllt. Stirnnahe Moränen belegen einen von Ettal ins Loisachtal abfallenden Eislappen. Eine interne Staffel mit Zufuhr von Loisach-Eis über den Sattel von Rotmoos (1210 m) zeichnet sich bei Graswang W von Ettal ab (Chr. Kuhnert, 1967k). Bis ins frühe Spätwürm wurde das aus dem Inntal übergeflossene Eis – neben demjenigen vom Mieminger- und vom Wetterstein-Gebirge – auch von der Kreuzspitz-Gruppe (2185 m), von der Kieneck-Kramerspitz-Gruppe (1985 m) und aus dem Estergebirge mit dem Krottenkopf (2086 m) genährt. Bis ins mittlere Spätwürm stiegen aus den einzelnen Karen Eiszungen fast bis ins Haupttalnetz herab. In den extern gelegenen Gebirgsketten, im Ammergebirge und im Laberberg, nahmen Firne noch die Karwannen ein, so am Ettaler Steinmanndl (1633 m) das Becken des Soilesees.

Vom Krottenkopf stieg im letzten Spätwürm eine Zunge bis in die Karstwanne des Angerlbodens, bis 1630 m, herab. Die Entwässerung erfolgte unterirdisch zur Kuhfluchtquelle, einem Karstbrunnen W von Farchant (K. Cramer in Chr. Kuhnert, 1967k). Eschenloher- und Murnauer Moos sowie die Becken des Ettaler- und des Ammergauer Mooses waren zunächst bis tief ins Holozän von flachgründigen Seen erfüllt, aus denen Felsrippen und -kuppen als kleine überschliffene Inseln emporragten.

Fig. 27 Der Transfluenz-Sattel des Kesselberg (858 m) am N-Ende des Walchensee, über den in den würmzeitlichen Maximalständen Isar-Eis bis auf eine Höhe von 1400 m ins N anschließende Kochelsee-Becken überfloß. Links die Zwergern-Halbinsel mit mächtigen Eisrandschottern.

Auch N und NW des Kochelsees verlandeten, vorab durch die Schüttung der mächtigen Schwemmfächer von Benediktbeuren und Bichl, erst im jüngeren Holozän größere Seeflächen zu Mooren, wobei weite Gebiete sich zu Hochmooren entwickelt haben (Fig. 26). Noch bis in die Neuzeit waren die Bayerischen Voralpen ein fast geschlossenes Waldgebiet; besonders in den Ammergauer Alpen beträgt der Waldanteil gegen 90%, war doch der Wald bis zur Säkularisierung (1803) Besitz des 1330 gegründeten Klosters Ettal. Auf der Insel Sassal im Walchensee hat sich – wohl wegen des fehlenden Wildbestandes – eine an einen Buchen-Tannen-Fichten-Eiben-Mischwald aus dem Älteren Subatlantikum erinnernde Vegetation erhalten.

Der aus dem Ammergau austretende Arm des Ammer-Gletschers erreichte zunächst noch den Alpenrand, was durch absteigende Seiten- und Endmoränen bei Altenau und Unterammergau belegt wird (H.-J. Blüher, 1935 K). Der über Ettal sich gegen E wendende Arm traf bei Oberau auf den Loisach-Gletscher und wurde von diesem NW des rundhöckerartig überprägten Höhenberg gegen NW, gegen Aschau, abgedrängt.

Mit der nächsten Klimabesserung zerfiel das Eisstromnetz des Ammer/Loisach-Gletschers: die zum Teil bis über 150 m übertieften Täler wurden eisfrei. In diese Zeit dürften auch die Bergstürze am Fernpaß zu stellen sein, wo sich eine Verzahnung und Wechsellagerung mit Moräne des schwindenden und wieder vorstoßenden Eises beobachten läßt (G. Abele, 1964, 1974, in Abele & J. Maier, 1975).

Der nächste Wiedervorstoß zeichnet sich NW von Garmisch-Partenkirchen durch abdämmende Seitenmoränen und Rundhöcker ab (H. G. Steinmann in Kockel et al., 1931 K). Das durch seitliche Schmelzwasserrinnen und absteigende Moränenreste belegte Zungenende lag N von Farchant.

Fig. 28 Das Höllental NE der Zugspitze mit den letzten Spätwürm-Moränen (Bildmitte) und den Ständen um 1850 bei den obersten Rundhöckern.
Unter der Zugspitzenwand der stark zurückgeschmolzene Höllental-Ferner.
Photo: Dr. H. Jerz, München.

Mit dem Abschmelzen des Loisach-Gletschers und seiner Zuschüsse von der Zugspitze brachen von deren N-Flanke bedeutende Bergstürze nieder. In den Trümmermassen, die talwärts gegen NE abgedreht haben und mit ihrer Front über Grainau bis an den W-Rand von Garmisch reichen, liegt heute der Eibsee. Da einzelne Trümmerbereiche wallartig angeordnet sind (H. Jerz, mdl. Mitt.), ist das Niederbrechen wohl auf abschmelzendes Eis erfolgt. Da anderseits die Sturzmassen vom Eis kaum überprägt worden sind, kann dieses nicht mehr in größerem Ausmaß darüber weggefahren sein. Das Niederbrechen ist damit frühestens im mittleren Spätwürm erfolgt. Dagegen dürften später – von Nachstürzen überschüttet – Eiszungen bis unter 1000 m, bis ins Eibsee-Becken vorgestoßen sein.
Im nächsten Klimarückschlag stieß der von der Zugspitze gegen NE absteigende *Höllental-Gletscher* bis vor Hammersbach SW von Garmisch vor (Fig. 28); der gegen E durchs Reintal vorrückende, von seitlichen Zuschüssen genährte *Partnach-Gletscher* stirnte hinter der Partnach-Klamm auf 850 m. Talauf liegen weitere Abschmelzstaffeln.

Im ausgehenden Spätwürm endeten die NE-exponierten Gletscher des Wetterstein-Gebirges um 1300 m und um 1250 m.
An der SE-Seite der Zugspitze (2962 m) reichten frührezente Gletscherstände des Schnee-Ferner bis 2400 m, des Höllental-Ferners gegen NE gar bis 2000 m herab. Heute enden sie um 2500 m, bzw. um 2200 m. In den Schneekaren auf der N-Seite reicht das Eis gar bis 1740 m herab. Dies deutet auf eine klimatische Schneegrenze um 2600 m hin. Am Alpenrand, im Ammergebirge, und um Garmisch-Partenkirchen liegt heute die Waldgrenze im N um gut 1700 m, im S um 1850 m, die Baumgrenze steigt von 1800 m im N auf gut 1900 m im S.

Der Loisach/Isar-Gletscher

Durch die Becken des Starnberger- und des ehemaligen Wolfratshauser Sees drang das würmzeitliche Loisach/Isar-Eis, wie die äußersten Moränen bei Leutstetten N von Starnberg und bei Hohenschäftlarn bekunden, in zwei Stirnlappen bis auf wenige km an die Stadtgrenze von München heran, das auf der vorgelagerten Niederterrassen-Schotterflur liegt (A. Penck, 1882, 1909; A. Rothpletz, 1917; C. Troll, 1925, 1926, 1937; J. Knauer, 1928, 1931 k). Von Schäftlarn verlaufen die äußersten Würm-Moränen über Endlhausen gegen SE zurück und umschließen die Becken von Deining und des ehemaligen Rottacher Sees W von Dietramszell sowie das Becken des ehemaligen Tölzer Sees, den Tölzer Lappen (H. Kallenbach, 1964).
E von Dietramszell verläuft eine bereits von C. Troll (1924) erkannte, heute trocken gefallene Schmelzwasserrinne, der Teufelsgraben, gegen NE (Fig. 29). NE von Holzkirchen nimmt sie kurz vor ihrer Mündung in die Mangfall eine zweite, N von Kleinhartpenning einsetzende Rinne auf. Sie beide führten seinerzeit Schmelzwässer des Isar-Gletschers zur Mangfall, die im Würm-Maximum zunächst als Abflußrinne des Leitzach-Gletschers, dann als Randrinne des äußersten Standes des Inn-Gletschers bis zur Mündung der Isar-Schmelzwässer nach N verlief, dort unter dem Inn-Eis verschwand und sich bei Rosenheim mit den subglaziären Schmelzwässern des Inn-Gletschers vereinigte.
Gegenüber dem Loisach-Gletscher mit dem Ammersee-Lappen reichte der Isar-Gletscher nicht mehr so weit nach N. Sein gespaltener Zungenbereich mit den beiden Becken des 115 m tiefen Starnberger Sees und des heutigen Isartales ist nur wenig tiefer als das des Ammersees, doch sind die Flanken höher und fallen steiler ab, was eine stärkere Kanalisierung des Eises bewirkte. Dadurch wurden offenbar die einzelnen Stadien (Phasen) und Staffeln der äußeren und inneren Jung-Endmoränen enger gerafft.
Zur Zeit des Würm-Maximums dürfte das Inn/Isar-Eis an der tirolisch-bayerischen Landesgrenze – aufgrund der Eisüberprägungen in der Arnspitz-Gruppe (2196 m) – bis gegen 2000 m gereicht haben. Auch im westlichen Karwendel-Gebirge lassen sich Rundhöcker bis auf über 1900 m beobachten. An der Brunnenstein-Spitze NE von Scharnitz liegt die Schliffgrenze auf über 1900 m, und noch in der östlichsten Wetterstein-Kette reicht die Eisüberprägung bis auf 1800 m. Tiefere Rundhöcker stellen sich im Raum Scharnitz–Mittenwald ein: zwischen 1500 m und gut 1600 m, auf gut 1300 m und auf gut 1200 m. NE der Großen Arnspitze liegen die höchsten zentralalpinen Geschiebe auf 1820 m (H. Jerz, 1966 k).
In den Hochwürmständen war der Inn-Gletscher, wie Erratiker belegen (G. Mutschlechner, 1949), noch tief ins Karwendel-Gebirge eingedrungen. Infolge der viel be-

Fig. 29 Der Teufelsgraben N von Holzkirchen, die Abflußrinne des Tölzer Lappens des Isar-Gletschers. Blick von der Autobahn gegen W. Photo: Dr. H. Jerz, München.

deutenderen Masse hatte er dort das zufließende Karwendel-Eis kräftig zurückgestaut. Während früher auch im Bayerischen Alpen-Vorland allgemein angenommen wurde, daß die äußersten würmzeitlichen Wälle zugleich die ältesten darstellen und die inneren als Rückschmelzstaffeln zu deuten wären, glaubten B. Eberl (1928) und J. Knauer (1928, 1935, 1937), daß ein früherer Stand, die Wessobrunner Phase, vom weiter vorrückenden Eis überfahren und teilweise zu Drumlins umgestaltet worden wäre. Nach Knauer würde die Wessobrunner Phase unmittelbar die Zungenbecken der inneren Jung-Endmoränen umschließen und damit das Ölkofen (= Zürich)-Stadium des Inn-Gletschers darstellen. Erst dann wären die Gletscher zum Maximalstand, zur Stoffener Phase, vorgestoßen, bei der sich zwei ausgeprägte, außerhalb des Ölkofen-Stadiums gelegene Rückzugsstadien eingestellt hätten.

Den Auffassungen von Eberl und von Knauer ist bereits C. Troll (1936), der sich (1925) um eine Korrelation der einzelnen Moränenstände längs des Alpenrandes bemüht hat, entgegengetreten, da sich bei den Moränenwällen des Wessobrunner Standes auch bei Wessobrunn selbst nirgends Fakten beobachten lassen, daß diese nachträglich stadial überfahren worden wären. Dies zeigte sich auch bei der Überprüfung der von Knauer (1938, 1954) analog gedeuteten Randlagen des Zürich-Stadiums im Linth- und im Reuß-System (Bd. 2, S. 155, 296).

Aufgrund der im ganzen nördlichen Alpenvorland feststellbaren Schotterfluren innerhalb der inneren Jung-Endmoränen erfolgte tatsächlich ein später hochwürmzeitlicher Vorstoß zu den äußersten Ständen, doch ist nicht das Starnberg-Söcking (= Ölkofen = Zürich)-Stadium stadial überfahren worden, sondern nur ein lagemäßig ihm nahekommender Stand einer Vorrückphase.

Beim Rückschmelzen verblieben die Eismassen etwas in diesen Hohlformen, wobei sie

kurzfristig wieder vorrückten und so beim Abschmelzen innegehabte Randlagen zum Teil leicht überprägten.

Im Isartal entsprechen den Moränen von Starnberg jene von Icking und Dorfen. Gegen den südlichen Starnberger See und ins Wolfratshauser Becken steigen innere Moränenstaffeln ab. Zudem stellen sich in diesem Gebiet und zwischen unterster Loisach und Isar Drumlinscharen ein. Im Drumlinfeld von Herrnhausen SE von Wolfratshausen liegen auf gut 600 m ü. M. über Oberer Süßwassermolasse: Grundmoräne (?), mächtige Schotter und Seetone mit Schieferkohle, die von Schottern und Moräne überlagert werden (H. Jerz, 1979). In der Schieferkohle, einem ehemaligen Bruchwald-Torf, zeichnen sich nach P. Peschke (schr. Mitt.) neben *Pinus*, *Picea* und *Betula* auch etwas wärmeliebendere Gehölze ab: *Alnus*, fast durchgehend *Corylus* und unter den Elementen des Eichenmischwaldes besonders *Ulmus*, wenig *Fagus*, *Carpinus* und *Abies*. Diese deuten auf einen interglazialen Florencharakter hin. Eigenartig ist besonders das Auftreten von *Pterocarya* und *Juglans*. Ob sie aus älteren quartären Sedimenten aufgearbeitet worden sind oder gar auf ein älteres Interstadial hindeuten, steht noch offen.

Im Profil durch das Wolfratshauser Becken (Fig. 30) liegen nach Jerz (1979) mehrere Seetone. Wie nach dem Abbau des würmzeitlichen Eises bildete sich bereits nach dem Abschmelzen des riß(?)-zeitlichen ein See (S. 61 f.). Unter den spätwürmzeitlichen Seetonen folgen in 50 m Tiefe eventuell vorbelastete Seetone, dann einige Meter Moräne, dann minimal 14 m vorbelastete, noch ältere Seetone, hernach abermals Moräne und schließlich die Obere Süßwassermolasse.

Durch Moränen belegte Randlagen bei Seeshaupt am S-Ende des Sees und um Bad Tölz dürften dem Stadium von Konstanz (= Stephanskirchen im Inn-System) entsprechen. Seitenmoränen, zum Teil interne Stände, lassen sich SW und SE von Bad Tölz erkennen (P. Schmidt-Thomé et al., 1953 k). Damals lieferte auch der Steinbach-Gletscher vom Fockenstein (1562 m) noch einen kleinen Zuschuß, wobei er ältere, wohl frühwürmzeitliche Schotter überfuhr.

Eine weitere Folge absteigender Moränenwälle ist SE von Lenggries erhalten. Dabei erhielt der Isar-Gletscher zunächst noch Zuschüsse vom Klaffenbach- und vom Hirschberg-Gletscher und stirnte erst unterhalb, nach dem Ausfall dieser beiden, bei Lenggries. Das von Wallgau längs der Kesselberg-Querstörung vorgefahrene Inn/Isar-Eis überwand N des Walchensees das Rundhöckergebiet des Kesselberg-Passes und erfüllte das von einer Molasserippe abgedämmte Moorbecken von Großweil–Sindelsdorf mit dem von der Verlandung noch verschont gebliebenen Kochelsee. Dieses Stadium ist wohl mit den Ständen des Rhein-Gletschers um Feldkirch zu vergleichen.

Dann schmolz das Inn/Isar-Eis im Isar- und im N gelegenen Jachental zurück. Nächst jüngere Stände mit mehreren Staffeln zeichnen sich beim Sylvenstein-Stausee ab. Dabei drang von S auch der Dürrach-Gletscher nochmals bis an den Talausgang vor (Schmidt-Thomé et al., 1953 k).

Tiefliegende Seitenmoränen des über Walchensee–Kochelsee ins Loisach-Tal übergeflossenen Inn/Isar-Eises zeichnen sich bei Bad Heilbrunn, E von Benediktbeuren sowie NE und E von Kochel ab (Schmidt-Thomé et al., 1953 k). Sie bekunden noch eine mächtige Eiszunge im später zugeschütteten und verlandeten Moorbecken von Sindelsdorf–Benediktbeuren.

In den würmzeitlichen Hochständen war Inn/Isar-Loisach-Eis gegen E vorgestoßen und stand zwischen Hochtannenkopf (1184 m) und Zwieselberg (1348 m) in Kontakt mit dem von Lenggries gegen W ins Arzbachtal eingedrungenen Inn/Isar-Eis.

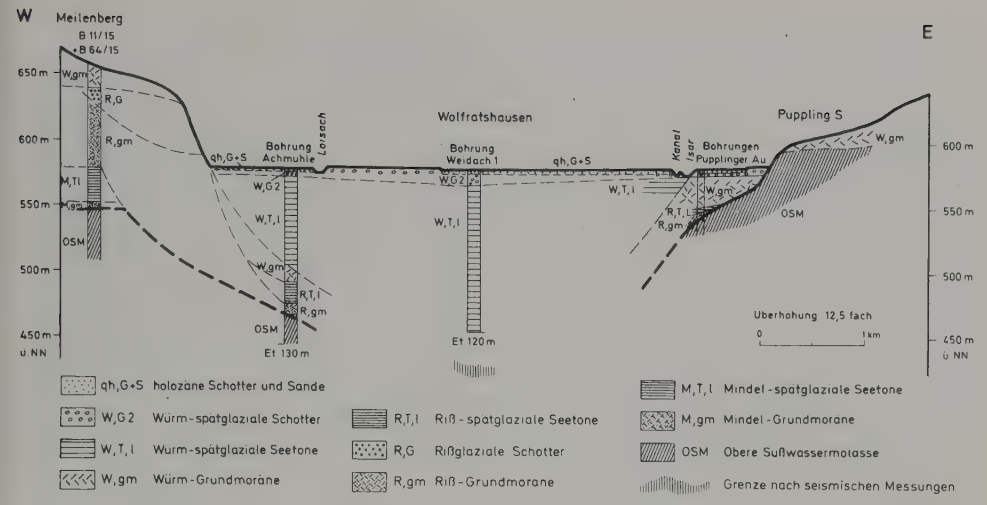


Fig. 30 W-E-Profil durch das Isartal im nördlichen Wolfratshauser Becken.
Aus: H. Jerz, 1979a.

Im Isartal ragte der Geigerstein (1491 m) E von Lenggries selbst über die rißzeitliche Eisoberfläche empor. Diese reichte über Lenggries bis auf 1340 m. Dagegen wurde der Kogelberg (1234 m) NE des Brauneck im Würm-Maximum noch überfahren. Der NW auf 1080 m sich loslösende markante Wall, der ein Moor abdämmt, dürfte die Eishöhe zur Zeit der inneren Jung-Endmoränen bekunden.

S von Holzkirchen säumten zwischen Schaftlach und Warngau mehrere Moränenwälle den E-Rand des im Tölzer Lappen stirnenden Isar-Gletschers.

Zwischen Waakirchen und Gmund stellen sich neben würmzeitlichen Moränenwällen und Schmelzwasserrinnen Reste von rißzeitlichen Wällen und Moränenkuppen ein.

Vom Sulzkopf (1279 m), vom Rechelkopf (1330 m) und vom Luckenkopf (1370 m) hingen noch in der Würm-Eiszeit Gletscher tief herab.

Noch zur Würm-Eiszeit ist der Höhenrücken am Alpenrand zwischen Bad Tölz und Marienstein, von dem sich ein W–E verlaufender Moränenwall löst, vom Isar-Eis überfahren worden.

Der Taubenberg (896 m), ein Molasseberg SE von Holzkirchen, dürfte zur Riß-Eiszeit noch einen kleinen, gegen E abfließenden Gletscher beherbergt haben; das gegen NE gerichtete Kar ist wohl selbst noch im Würm-Maximum von einem Firnfeld erfüllt gewesen. Leider ergaben die von W. Grottenthaler (schr. Mitt.) durchgeführten Geländeaufnahmen keinen eindeutigen Befund. Dies ist auf Solifluktionserscheinungen und würm- und spätwürmzeitlichen Schuttanfall zurückzuführen.

Da die linken Ufermoränen des bei Lenggries stirnenden Isar-Gletschers keine Amphibolite mehr enthalten, dürfte in diesem Zeitpunkt, im Stand von Niederndorf des Inn-Gletschers (S. 84), die Transfluenz von Inn-Eis über die Sättel um Seefeld abgerissen haben. Die in den zugehörigen Kalk-Dolomit-Schottern der Terrassen von Gilgenhöfen W von Lenggries noch ganz vereinzelt auftretenden Amphibolit- und noch selteneren Gneis-Gerölle dürften aufgearbeitet sein.

Aus dem Tratenbach- und aus dem Steinbachtal ergossen sich nach dem Zurück-

schmelzen des Isar-Gletschers mächtige Schuttfächer gegen den sich hinter der Endmoräne von Bad Tölz bildenden spätglazialen Tölzer See.
Von der Kette der Benediktenwand (1801 m) erhielten Loisach- und Isar-Gletscher noch bis ins frühe Spätwürm Zuschüsse. Dabei wurden frühwürmzeitliche und allenfalls noch ältere Schotter überfahren. Spätere Eis-Vorstöße von der Kette der Benediktenwand reichten bis gegen die Eibelsfleck- und zur Längental-Alp, bis 1000 m, herab. Jüngere Stände zeichnen sich um 1300 m und 1350 m, weiter E um 1450 m und 1520 m ab.
Der von Wallgau nach NE vorstoßende Lappen erfüllte noch im frühen Spätwürm das Becken des Walchensees und reichte durch das Jachental zunächst bis Tannern, dann bis Jachenau, wo sich, wie vor der Front des Groß Laine-Gletschers von der Benediktenwand, ein Sander ausgebildet hatte. Anderseits floß von der östlichen Benediktenwand-Kette, vom Latschenkopf (1712 m), Eis durch das Schwarzenbach-Tal zunächst bis Hohenreuth zum Isar-Gletscher, später bis gegen die Düft-Alm (Schmidt-Thomé et al., 1953 K). Innerste Moränen des über den knapp 900 m hohen Sattel des Jachensees übergeflossenen Inn/Isar-Gletschers säumen den 194 m tiefen Walchensee. Dann dürfte die Zufuhr von Inn-Eis über Seefeld abgerissen sein.
Ein äußerlich wallartiger Schotterkörper springt als Halbinsel von SW in den Walchensee vor. In der Schottergrube auf der NW-Seite werden schräggeschichtete kalkalpine Schotter von ebenfalls kalkalpinen, aber Kristallin (Amphibolit)-führenden Schottern überlagert.
Jüngere, allenfalls mit dem Churer Vorstoß zu verbindende Stände lassen sich durch stirnnahe Wallreste, Schotter und Rundhöcker um Wallgau und Krün, um 850 m, nachweisen (Schmidt-Thomé, 1955, et al., 1955 K). Ein entsprechender Vorstoß zeichnet sich auch im vordersten Rißtal durch Moränen ab.
Prachtvolle Buckelwiesen haben sich zwischen Krün und Mittenwald ausgebildet (W. Engelschalk, 1971; Fig. 31).
Aus dem Dammkar zwischen westlicher Karwendelspitze (2384 m) und Tiefkarspitze (2432 m), aus dem Mitter- und aus dem Steinklippen-Kar stieg im mittleren Spätwürm zum Gassellahn-Gletscher sich vereinigendes Eis bis an den Talausgang ab. Jüngere stirnnahe Moränen verraten ein Zungenende in der Schlucht um 1050 m. Noch im ausgehenden Spätwürm endete der Dammkar-Gletscher auf 1450 m, der Mitterkar-Gletscher auf 1370 m, im letzten Spätwürm auf 1650 m bzw. auf 1600 m (Jerz & Ulrich, 1966 K).
Moränen eines nächsten spätwürmzeitlichen Vorstoßes geben sich hinter Scharnitz, kurz vor dem Austritt der Isar in die Talung von Seefeld–Mittenwald, durch mehrere Staffeln stirnnaher Moränen zu erkennen.
Die zahlreichen Kare des Karwendel-Gebirges waren noch im ausgehenden Spätwürm von Eis erfüllt. Der *Schlauchkar-Gletscher* von der Birkkar-Spitze (2749 m) stieg dabei nochmals bis unter 1500 m, der gegen NE abfallende Gletscher von der Grubenkar-Spitze (2661 m) gar bis unter 1300 m ab.

Wolfratshauser-, Tölzer- und Kochelsee

Im Kochelsee-Wolfratshauser Becken hat sich nach dem Abschmelzen des würmzeitlichen Isar-Eises ein bedeutender Alpen-Vorlandsee gebildet, aus dem die Drumlinfelder von Königsdorf und von Herrnhausen als Inseln emporgeragt haben und der durch die

Fig. 31 Buckelwiesen N von Mittenwald. Über frostempfindlichem Untergrund bildeten sich, vorab im Bereich von Kaltluft-Stauseen in Föhnbahnen, buckelige Geländeoberflächen.
Im Vordergrund ein mit dem Inn-Eis über Seefeld verfrachteter Kristallin-Block. Im Hintergrund das Estergebirge mit dem Krottenkopf (2086 m).

Molasserippe von Penzberg unterteilt worden ist. In diesen Seen haben sich im frühen Spätwürm über 120 m mächtige geschichtete Seelehme abgelagert (H. Jerz, 1979). Darüber wurden nach dem Auslaufen des Wolfratshauser Sees von der Isar flächenhaft Kalk-Dolomit-Schotter gegen die im Becken des Kochelsees geklärte Loisach geschüttet. Diese ließ – zusammen mit weiteren Zuflüssen – den flachgründigen nördlichen Teil des Kochelsees allmählich verlanden.

Da sich im Wolfratshauser Becken über dem südlichen Schuttfächer Buckelwiesen mit Frost- und Taschenböden gebildet haben, auf den nördlichen, auf eine Erosionsphase geschütteten Isar-Schottern dagegen nicht mehr, dürften die Deltaschotter in zwei Schüben geschüttet worden sein. Der erste stand noch unter der Einwirkung eines durch Gletscherwinde bedingten Frostwechsel-Klimas; vor dem zweiten erfolgte eine Eintiefung von einigen Metern.

Die beiden Schüttungen im Wolfratshauser Becken dürften wohl mit Ereignissen in dem Isar-aufwärts durch Moränen gestauten Tölzer See zusammenhängen. Zwischen Lenggries und Bad Tölz lassen sich mehrere Terrassen beobachten, die wohl als ehemalige Seeterrassen zu deuten sind. Zur Zeit der höchsten dürfte der Isar-Gletscher bei Lenggries im Tölzer See gekalbt haben. Später wurde die Moränenbarre bei Bad Tölz etwas zerschnitten; der Spiegel sank erstmals ab und verblieb dann offenbar längere Zeit auf gleichem Niveau, bis der Wall plötzlich barst. Dabei sank der Spiegel kurzfristig um über 10 m ab. Dieses Ereignis dürfte im Wolfratshauser Becken zur Eintiefung und hernach zur Schüttung der jüngeren Deltaschotter geführt haben, während die erste Ab-

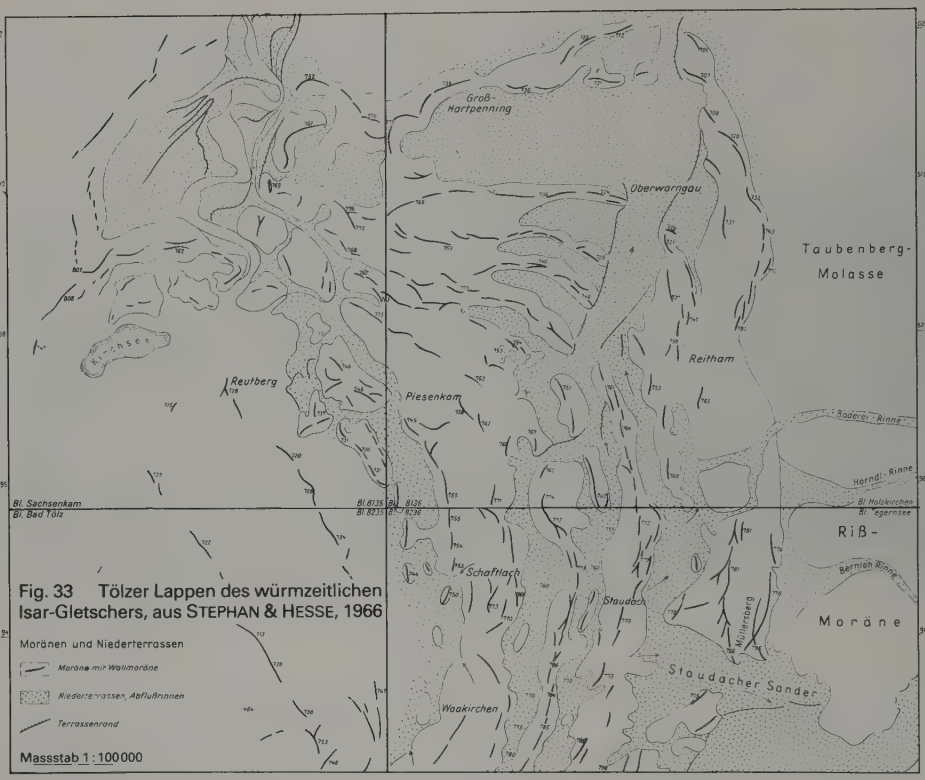
senkung die Schüttung der älteren Schotter bewirkt hätte. Die tieferen Terrassen um Lenggries liegen nur wenige Meter tiefer. Sie sind wohl rein fluvial entstanden wie die Flußterrassen im Wolfratshauser Becken.

Mangfall-, Schlierach- und Leitzach-Gletscher

NE von Bad Tölz drang ein Lappen des Isar-Gletschers gegen NE über Sachsenkam bis Hartpenning vor. Dabei staute er die Schotterflur des S davon stirnenden Mangfall-Gletschers. Dadurch wurden dessen Schmelzwässer aus dem Becken des Tegernsees gegen NE abgelenkt, bis sie weiter N, zunächst den linken Seitenmoränen des Inn-Gletschers folgend, sich in die miozäne Molasse eintieften, dann die Inn-Moränen durchbrachen, subglaziär ins Rosenheimer Becken abflossen und dabei die Schotterflur zu Terrassen zerschnitten.
E der Isar reichten die Gletscher aus den Tegernseer- und Schlierseer Bergen noch bis an den Alpenrand. Dabei empfing der bedeutendste, der *Mangfall-Gletscher*, neben dem Eis der Tegernseer Berge mit Halser Spitz (1863 m) und Risserkogel (1826 m) über den Achenpaß (926 m) noch Zuschüsse von Isar- und Inn-Eis. Höchste, wohl rißzeitliche Erratiker reichen zwischen Reitstein und Schildenstein bis auf 1600 m. Auf der N-Seite des Halser Spitz liegen die höchsten auf 1535 m (K. Osswald, 1924).
Ebenso drang Inn-Eis von Achental sowie Brandenberger Ache–Bayrach-aufwärts durch die Lange Au und von Valepp über den Wechsel (1032 m) ins Rottachtal ein.
Am Zusammenfluß der beiden Äste des Weißach- und des Rottach-Armes wurde N des Wallberg das Becken des 72 m tiefen Tegernsees ausgeräumt, der bei Gmund von inneren Endmoränen umgeben und von externen Wällen flankiert wird. SW von Bad Wiessee staut eine mächtige Seitenmoräne den Sander des über den Sattel der Schwarzentenn Alp (1041 m) übergeflossenen Isar-Inn/Mangfall-Eises, das weiter SW stirnte. In einem späteren Stadium reichten die Gletscher vom Roßstein (1698 m) noch bis auf die Paßhöhe.
Gegen SE hingen sie mit dem Isar-Inn/Mangfall-Eis zusammen; gegen NE flossen die Schmelzwässer ab, die sich in die Stauschotter SW von Bad Wiessee einschnitten.
Am S-Ende des Tegernsees bekunden Seitenmoränen des das Becken des Tegernsees erfüllenden Gletschers eine Eishöhe von über 950 m. Beidseits des nördlichen Tegernsees wurden durch absteigende Seitenmoränen Moore gestaut (W. Stephan & R. Hesse, 1966 K). Weitere Seitenmoränen belegen E des Hirschberg, 5 km Weißach-aufwärts, eine Eishöhe auf 1090 m, E des Filzenkogel bereits eine solche von über 1230 m. Aufgrund der deutlichen Eisüberprägung der Höhen um Wildbad Kreuth stand das Eis dort bereits auf rund 1300 m, so daß nur die höchsten Gipfel über die Eisoberfläche emporragten. Dabei lieferten auch diese noch Zuschüsse.
Die Eishöhe von 1400 m über Bad Kreuth (K. Osswald, 1924; v. Klebelsberg, 1935) dürfte eine rißzeitliche bekunden.
Mit dem Zurückschmelzen des Eises von den innersten Tegernsee-Moränen bildete sich vor der Eisfront ein erster Tegernsee, der zunächst noch etwas in die beiden Täler der Rottach und der Weißach reichte. Bereits im frühesten Spätwürm setzte auch hier die Zuschüttung durch Zuflüsse ein (Fig. 32).
Von der Gindelalmschneid (1335 m) hing noch in der Würm-Eiszeit ein kleiner Gletscher bis in die Talung zwischen Gmund und Hausham herab.

Fig. 32 Der Tegernsee bei Gmund mit den abdämmenden inneren Jung-Endmoränen.

Abschmelz-Stände zeichnen sich im Tal der Mangfall bei Kreuth, hinter Wildbad Kreuth und unterhalb von Sutten, noch jüngere bei Glashütte ab.
Markante absteigende Seiten- und Endmoränen des *Schlierach-Gletschers* – Maximalstand und erste Rückzugsstadien – umschließen weiter E auch den Schliersee. Die äußersten reichen bis unterhalb von Hausham. Die einzelnen Stadien und Staffeln der inneren Jung-Endmoränen sind eng geschart (U. Pflaumann & W. Stephan, 1968 k).
NW des Schliersees dämmte eine Seitenmoräne das Brettenbachtal ab. Dieses führte randliche Schmelzwässer eines durch mehrere Moränenwälle belegten seitlichen Lappens des *Dürnbach-Gletschers* ab, der von der NE-Seite der Bodenschneid (1668 m) abstieg.
Rechtsufrige Seitenmoränen bekunden halbwegs über dem 3 km langen Schliersee (777 m) eine bis auf 920 m angestiegene Eisoberfläche. Über dem ehemaligen SE-Ende des Sees, über Neuhaus, stand das Eis auf 1050 m, über dem Spitzing-Sattel (1128 m) bereits auf über 1200 m.
Trotz des Vorkommens zentralalpiner Geschiebe bis auf 1250 m bei der Haushamer Alpe SSW des Spitzing-Sattels (v. Klebelsberg, 1935), ist wohl kaum Inn-Eis über diese Senke ins Schliersee-Gebiet geflossen, da N des Sattels nie zentralalpine Geschiebe gefunden worden sind (E. Dacqué, 1912; Osswald, 1924; v. Klebelsberg, 1935).
Mit dem Abschmelzen des Eises im Schliersee-Becken bildete sich vor der zurückweichenden Eisfront ein erster Schliersee, der zunächst bis gegen die Leitzach reichte. Der E-Teil wurde jedoch durch die Schuttfächer des Dürn- und des Hachelbaches schon im Spätwürm zugeschüttet und verlandete im Holozän.
Im frühesten Spätwürm dürfte das Becken des Spitzingsees (1084 m) noch von Eis erfüllt gewesen sein. In den Karwannen des Brecherspitz (1683 m), der Bodenschneid (1669 m) und des Grünsees (1393 m) lag gar noch etwas länger Eis.
Im *Leitzachtal* umschließen die äußersten Wälle das Becken von Hundham, der innere Moränenkranz das von Schottern, Stauletten und Torfsedimenten erfüllte Becken von


Groß-
Hartpenning
Oberwarngau
Taubenberg-
Molasse
Reitham
Reutberg
Piesenkam
Baderer - Rinne
Horndl - Rinne
Bl. Sachsenkam
Bl. Bad Tölz
Bl. 8135
Bl. 8235
Bl. 8136
Bl. 8236
Bl. Holzkirchen
Bl. Tegernsee
Riß-
Moräne
Schaftlach
Staudach
Staudacher Sander
Waakirchen
Fig. 33 Tölzer Lappen des würmzeitlichen Isar-Gletschers, aus STEPHAN & HESSE, 1966
Moränen und Niederterrassen
Moräne mit Wallmoräne
Niederterrassen, Abflußrinnen
Terrassenrand
Massstab 1 : 100000

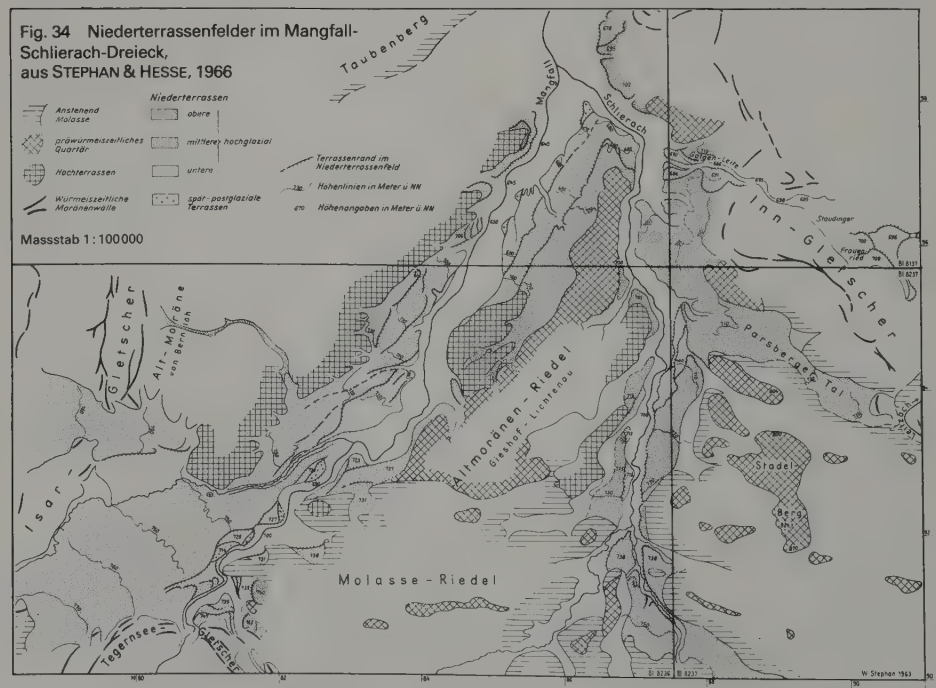


Fig. 34 Niederterrassenfelder im Mangfall-Schlierach-Dreieck, aus STEPHAN & HESSE, 1966
Niederterrassen
Anstehend Molasse
präwürmeiszeitliches Quartär
Hochterrassen
Würmeiszeitliche Moränenwälle
obere
mittlere hochglazial
untere
spät- postglaziale Terrassen
Terrassenrand im Niederterrassenfeld
Höhenlinien in Meter ü. NN
Höhenangaben in Meter ü. NN
Massstab 1 : 100000
Taubenberg
Mangfall
Schlierach
Inn - Gletscher
Isar - Gletscher
Alt - Moräne von Bernloh
Altmoränen - Riedel
Giesshof - Lichtenau
Molasse - Riedel
Parsberger Tal
Stadel
Berg
Tegernsee
GRUNTHAL
Bl. 8236
Bl. 8237
W. Stephan 1963

Fig. 35 Stirnnahe Seitenmoränen des Leitzach-Gletschers im Zungenbecken von Fischbachau, Oberbayern.

Fischbachau (O. Erol & W. Stephan, 1968; Fig. 35). Dabei floß auch Eis über den Sattel zwischen der Wendelstein-Kette und dem Rehbichl und über die Rundhöcker der Steinwiese. Gegen W hing der Leitzach- mit dem Schlierach-Gletscher zusammen.
Außer dem Nährgebiet, den Schlierseer Bergen mit Hinter Sonnwendjoch (1986 m) und Großer Traithen (1853 m), empfing der Leitzach-Gletscher noch bis ins frühe Spätglazial Eis über den Ursprung-Paß (836 m). Ein erstes Spätwürm-Stadium zeichnet sich um Bayrischzell ab. Vom Wendelstein (1838 m) dürften – wie vom Aiplspitz (1759 m) und von der Rotwand (1884 m) – damals noch zwei Eiszungen gegen Bayrischzell und Osterhofen abgestiegen sein (Fig. 36). Ihre Sanderkegel und Schuttfächer aus weiteren Seitentälern SE des Schliersees unterteilten die zwischen Schliersee und Osterhofen entstandenen Seen und ließen sie bis auf einige Moore verlanden.
Nach dem Ammersee-Stadium (= Stephanskirchen) wirkte das Leitzachtal als randliche Schmelzwasserrinne des Inn-Gletschers. Vom Trainsjoch (1707 m) E des Ursprung-Passes hing eine Zunge bis 900 m herab.
Aufgrund der westlichen Seitenmoränen des Inn-Gletschers reichte dessen Oberfläche E von Bayrischzell bis auf 1100 m und noch am Austritt ins Rosenheimer Becken bis auf über 900 m. Eine seitliche Zunge fiel gegen W, gegen Hundham, ins Leitzachtal ein und stirnte auf 830 m (S. 100), während die Inn-Seitenmoräne NE des Ortes noch bis über 880 m emporreicht.
Zur Zeit der Schüttung der inneren Jung-Endmoränen stand das Eis auf der Klarer Alp SW von Bayrischzell auf knapp 1100 m.
Über dem Ursprung-Paß reichte das überfließende Inn-Eis – aufgrund von Eisüberprägungen beidseits des Passes – bis auf eine Höhe von knapp 1300 m. Dabei staute das von Kufstein Thierseer Ache-aufwärts eingedrungene Inn-Eis das aus dem Sonnwend-Ge-

Fig. 36 Der Wendelstein (1838 m) von Osterhofen im Leitzachtal. Noch im frühen Spätwürm stieß der Mühlbach-Gletscher bis gegen Osterhofen vor und schüttete einen mächtigen Schuttfächer ins Leitzachtal.

birge und den S vorgelagerten Ketten abfließende Eis, zusammen mit bereits weiter W in diese Täler eingedrungenem Inn-Eis, so daß dieses über den niedrigen Ursprung-Sattel nach N überfloß.
Noch im mittleren Spätwürm stieg vom Hinter Sonnwendjoch (1986 m) eine Eiszunge bis auf die Grund-Alm an der tirolisch-bayerischen Landesgrenze, bis 1000 m, herab. Jüngere Stände zeichnen sich um 1100 m und um 1350 m ab.

Zur Ur- und Frühgeschichte des oberbayerischen Hochlandes

Funde aus dem Mittelpaläolithikum häufen sich in Bayern am N-Ufer der Donau und vorab im Altmühltal. Dort boten – durch Faustkeile belegt – zahlreiche Höhlen den umherziehenden Jägern Schutz vor Wind und Wetter, was künstlerische Mammutgravuren aus der Oberen Klause bei Essing (Lkr. Kelheim) bekunden (H. Dannheimer in Dannheimer & R. Fink, 1968). Vom Speckberg bei Zell a. d. Speck (Lkr. Eichstätt) sind Freiland-Stationen bekannt (H. Koschik, 1977). Doch dürften solche auch im Schwäbisch-Bayerischen Alpen-Vorland wie im Schweizerischen Mittelland früher vermehrt existiert haben (Bd. 1, S. 218, 220); sie sind dort durch die vorgestoßenen Gletscher und ihre Schmelzwässer zerstört worden.
Aus den Weinberghöhlen bei Mauern (Lkr. Neuburg-Schrobenhausen) stammen sorgfältig bearbeitete Silex-«Blattspitzen», die als Waffen und Werkzeuge dienten. Für die Magdalénien-Kultur der Großen Ofnet Höhle bei Holheim ergab sich ein Alter von 13 100 ± 100 Jahren v. h. (Koschik, 1977). Ältere Kulturreste reichen bis ins Aurignacien und ins Solutréen zurück.

Erst nach dem Abschmelzen des Eises boten sich im ganzen nördlichen Alpen-Vorland günstigere Siedlungsmöglichkeiten an.
Aus dem Jungpaläolithikum, aus dem späten Magdalénien, sei die Fundstelle an der Schussenquelle erwähnt (Bd. 1, S. 226).
Mit den für das Mesolithikum, für das Tardenoisien, charakteristischen Mikrolithen, die – neben Spitzen für Pfeile und Widerhaken für Harpunen – Wildbeuter-Stämmen als Werkzeuge gedient haben, werden auch die Datierungen verläßlicher. Problematisch in der Beurteilung ist der durch grobe Steingeräte – beidseits flächig bearbeitete Kernbeile – gekennzeichnete Abschnitt des Campignien.
Aus Oberschwaben sei besonders auf die Freilandstation Federsee (Bd. 1, S. 239) sowie auf jene im Illertal und die Grenzhöhle bei Füssen im E-Allgäu hingewiesen.
Zwischen 4500 und 3500 v. Chr. breitete sich die jungsteinzeitliche Lebensform mit Ackerbau und Viehzucht aus. Sie führte zu größerer Seßhaftigkeit, zum Bau von Behausungen für Mensch und Tier. Dies äußert sich in der umfangreicheren Vorratshaltung und damit in reichem Töpfergut. Zur Töpferei kam die Technik des Steinschleifens und -bohrens hinzu. Im Allgäu dagegen lebten nomadisierende Jäger und Sammler des Mesolithikums weiter.
Die Verbreitung altneolithischer Spiralband-Keramik in den fruchtbaren Flußtälern bekundet, daß bereits die ersten Siedler ein Gefühl für gute Ackerböden entwickelt haben, da diese ohne Düngung rasch erschöpft waren. Getreidebau ist im Bayerischen Alpenvorland schon aus vorneolithischer Zeit nachgewiesen (G. Kossack & H. Schmeidl, 1975).
Auf die erste Kultur der Jungsteinzeit folgt im mittleren Neolithikum eine Aufgliederung in Stichband-Keramik, Rössener- und in die vor allem in S-Bayern nachgewiesene Münchshöfener Kultur. Die höheren Niederschläge und die schwereren Böden am Alpenrand waren für einen ertragreichen Ackerbau wenig geeignet, erlaubten dagegen die Viehzucht; die ausgedehnten Wälder brachten den Jägern reiche Beute. Zugleich erfolgte der Vorstoß in zuvor unbesiedelte Räume (A. Stroh, 1951).
Im jüngeren Neolithikum, um 2200–2000 v. Chr., wird die Münchshöfener- von der Altheimer Kultur (nach Holzen/Altheim, Lkr. Landshut, einer wohl im Kampf untergegangenen Siedlung) mit eimerartigen Töpfen, kunstvollen Streitäxten aus Stein – etwa von Augsburg – und ersten Kupfer-Gegenständen abgelöst. Im NW hat sich die Michelsberger Kultur mit Tulpenbechern und um Polling S von Weilheim eine südbayerische Kultur mit flaschenförmigen Gefäßen entwickelt.
Jungsteinzeitliche Steinbeile und Pfeilspitzen sind bei Türkheim, Spuren einer Siedlung bei Schwabmünchen und weitere Artefakte bei Innigen S von Augsburg und bei Schwangau gefunden worden.
Funde der endneolithischen Chamer Gruppe stammen meist von kleinen Siedlungsplätzen mit natürlichem Schutz, so von der Roseninsel im Starnberger See. Eine verwandte Kultur ist von einer befestigten Siedlung am Hochufer des Inn bei Dobl (Lkr. Rosenheim) belegt.
Von der endneolithischen Schnur-Keramik- und der Glockenbecher-Kultur, die von der Iberischen Halbinsel nach Mitteleuropa vorgedrungen ist, sind Gräber bekannt geworden, deren Beigaben auf mehr nomadisierende Lebensweise, auf Hirten und Krieger hindeuten.
Im Ainringer Moor W von Salzburg ist eine Silex-Klinge, vom Schönramer Filz NW der Stadt eine Pfeilspitze und aus dem Kolbermoor bei Rosenheim eine Silex-Spitze

gefunden worden (H. Ritter, 1963). Vom Dachauer Moor und von der Münchner Schotterebene stammen Äxte und Steinhämmer und belegen das Vordringen des Endneolithikers ins Moor (H. Schmeidl, 1974).
Da in der Altheimer Kultur als Nachbildungen von Keramikformen bereits erste Metalle auftreten, hat sich der Übergang zur Bronzezeit vollzogen. Der neue Werkstoff aus den zentralen Ost-Alpen – von Bischofshofen, Kitzbühel und aus dem Ahrntal – hat auch eine stärkere Besiedlung des alpinen Raumes mit sich gebracht. Während die Frühphase, die Straubinger Kultur im Donaugebiet, aus der nur Bestattungen in Hockerstellung wie im Endneolithikum bekannt sind – in Königsbrunn bei Schwabmünchen –, noch einförmig wirkt, lassen sich in der Folge – aufgrund der oft reichen Metallbeigaben wie in Göggingen bei Augsburg – verschiedene Provinzen unterscheiden. Sie dokumentieren modische Veränderungen, technische Verbesserungen der Waffen und Werkzeuge und vermitteln Einblick ins soziale Gefüge.
Mit der Bronzezeit treten vermehrt Gegenstände, vorab Gewandnadeln und Werkzeuge sowie Waffen in Gewässern und Mooren auf (Schmeidl, 1962, 1974). Eine Siedlung mit Henkelkrügen ist vom Schloßberg in Landsberg am Lech, Hortfunde sind von München-Luitpultpark und Langquaid (Lkr. Kelheim) bekannt geworden (Koschik, 1977). Bereits in der mittleren Bronzezeit zeichnet sich ein Wandel in den Begräbnissitten ab. Über den Särgen, teilweise mit reichen Beigaben – Schwert und Schmuck – ist ein Erdhügel geschüttet worden. In der späten Bronzezeit tritt das Riegsee-Schwert auf, benannt nach dem Fundplatz Riegsee (Lkr. Weilheim). Zugleich erfolgt vermehrt Brandbestattung. Bei der Keramik überwiegen dünnwandige Gefäße, in S-Bayern bauchige Henkelkrüge.
Bedeutende endbronzezeitliche Funde stammen vom Schloßberg NW von Peiting, Hockerbestattung in Steinkisten mit Schmuckbeigaben von Königsbrunn bei Schwabmünchen und Göggingen bei Augsburg.
In der Urnenfelderzeit hat sich die Leichenverbrennung eingebürgert. Die in Urnen gesammelten Rückstände wurden zusammen mit Beigaben in Friedhofbezirken der Erde übergeben. Aus dem Donaubogen zwischen Kelheim und Straubing und besonders aus der Umgebung von München – Unterhaching, Grünwald und Gernlinden (Lkr. Fürstenfeldbruck) – sind zahlreiche Urnenfelder bekannt geworden. Adelsgräbern wurden Geräte, Waffen und Gefäße in Grabkammern beigegeben, so dem frühurnenfelderzeitlichen Wagengrab von Hart a. d. Alz. Im jüngeren Abschnitt ist als neuer Werkstoff das Eisen hinzugekommen, das in der Hallstatt-Zeit bei Waffen und Geräten die Bronze mehr und mehr verdrängt hat. Mit der Ausbreitung einer neuen Pferderasse zeichnen sich auch neue religiöse Vorstellungen ab. Diese zeugen von einem Bevölkerungswandel. Dabei wurde das Althergebrachte jedoch nicht völlig verdrängt, was sich im Bestattungswesen mit seinen Varianten zu erkennen gibt. Allen gemeinsam sind Grabhügel, von denen im waldreichen Alpenvorland eine große Zahl erhalten geblieben ist. Siedlungen sind bekannt geworden von Altjoch, von der Roseninsel im Starnberger See, eine Höhensiedlung bei Bad Tölz.
Die schon in der Urnenfelder Zeit nachgewiesenen Handelsbeziehungen weiteten sich in der Hallstatt-Zeit mehr und mehr aus, was etruskisches Bronzegeschirr, griechische Tonwaren, Goldblechgefäße aus dem ostalpinen Hallstätter Gebiet und Bernstein-Schmuck von der Ostsee belegen. Dabei hat die Bevölkerung kaum gewechselt.
Während in der älteren Hallstatt-Zeit die Toten noch meist verbrannt wurden, herrschte im jüngeren Abschnitt Körperbestattung vor. An die Stelle des Langschwerts trat der

Dolch, vorab als Standessymbol, während als Waffen Lanzen verwendet wurden. Die Fibeln, von denen die bronzene Gehängefibel von Wilzhofen (Lkr. Weilheim-Schongau) erwähnt sei, waren als Schmuckstücke - wie die Gewandnadeln in der älteren Hallstatt-Zeit – einem starken Wandel unterworfen. Die noch immer ohne Töpferscheibe hergestellte Keramik – etwa die Schale der Galgenäcker von Mindelheim – stellt in Bayern den Höhepunkt vorgeschichtlicher Produktion dar (J. Striebel, 1968; H. P. Uenze, 1978).

Eine sichere ethnische Zuordnung des archäologischen Fundgutes ist jedoch erst für die letzten vorchristlichen Jahrhunderte, etwa von der mittleren Latène-Zeit an, möglich. Mit ihr ist auch ein markanter Wechsel zu Flachgräber-Friedhöfen einhergegangen. Bei den Grabbeigaben, in denen sich ein bedeutendes Kunstschaffen widerspiegelt, zeichnen sich bei Fibeln, Ringschmuck und Helmform Einflüsse aus den SE-Alpen ab. Ebenso kommt den im 4. Jahrhundert v. Chr. einsetzenden Kelten-Wanderungen, die sich später – mit der Keltenschanze bei Türkheim – auch nach S-Deutschland ausgebreitet haben, sowie den «Gallier»-Einfällen nach Italien, Griechenland und Kleinasien Bedeutung zu.

Erstmals treten in S-Deutschland Stammesnamen auf. Im östlichen Bodensee-Raum wohnten die Brigantes, am Lech die Likates, um Cambodunum – Kempten – die Estionen, E des Lech die Vindeliker, die in der römischen Bezeichnung von Augsburg – Augusta Vindelicum – weiterleben und als deren Hauptstadt das Oppidum beim heutigen Manching, 8 km SE von Ingolstadt unmittelbar S der Donau, gilt. Es ist die am besten erforschte mittel- und spätlatènezeitliche Siedlung Deutschlands (Uenze, 1978). Im Oppidum bei Kelheim sind Reste der Stadtmauer freigelegt worden. Aus S-Bayern ist bisher nur die Anlage der Fentbachschanze an der Mangfall bekannt. Dagegen sind spätlatènezeitliche Kultplätze in S-Bayern – so Holzhausen (Lkr. München) – verbreitet.

Mit dem Einmarsch der römischen Heere, die unter Drusus und Tiberius im Jahre 15 v. Chr. einerseits von Trient über Brenner und Reschen, anderseits vom Comer See durch Helvetien zogen, war das Schicksal der mitteleuropäischen Kelten besiegelt. Dabei kam die römische Besetzung zunächst an der Donau noch nicht zum Stehen. Zwischen Inn und Bodensee, in Tirol, Graubünden, Vorarlberg und S-Bayern baute Kaiser Claudius (41–54 n. Chr.) die Provinz Raetia auf, die er durch Straßen erschloß und mit Kastellen an der Donau zu sichern suchte. Von diesen ist dasjenige von Oberstimm bei Ingolstadt am besten erforscht (H.-J. Kellner, 1976). Neben den beiden Hauptstraßen von Veldidena (Innsbruck-Wilten) über Scarbia (Scharnitz)–Parthanum (Partenkirchen)–Abodiacum (Epfach am Lech) und von Brigantium (Bregenz) über Heimenkirch nach Cambodunum, wo anstelle des Heerlagers 68 und 69 n. Chr. die Stadt Kempten entstand, führte eine weitere Straße von Iuvavum (Salzburg) N am Chiemsee vorbei über Pons Aeni (Inn-Brücke bei Rosenheim)–Bratananium (=Gauting) nach Augusta Vindelicum und über Zusmarshausen nach Guntia (Günzburg) an die Donau (B. Eberl, 1927). Als Militärposten sei der Lorenzberg bei Epfach erwähnt (G. Ulbert, 1965; Fig. 37). Auf dem Auerberg bei Schongau ist eine frührömische Höhensiedlung mit nachklingender Latène-Tradition entdeckt worden, die nach der Mitte des 1. Jahrhunderts jedoch wieder geräumt wurde (Ulbert, 1974). Grabfunde auf dem Burglachberg belegen auch bei Altenstadt eine befestigte Höhensiedlung. Eisengeräte sind aus dem Forggensee bei Schwangau geborgen worden.

Der im 2. Jahrhundert von den Römern nochmals etwas weiter vorgeschobene Befestigungsgürtel des Limes, ein 550 km langes Befestigungswerk mit über 1000 Wacht-

Fig. 37 Das in die Obere Süßwassermolasse bei Epfach N von Schongau eingeschnittene Lechtal mit dem Lorenzberg, einem Umlaufberg, zur Römerzeit ein Militärposten; im Frühmittelalter wurde darauf eine frühchristliche Kirche erbaut.

türmen und 100 Kastellen, vermochte auf die Dauer den gegen S vordringenden alemannischen und später germanischen Stämmen nicht standzuhalten. Gegen Ende des 3. Jahrhunderts erholte sich das Land langsam unter dem Schutz der Kastelle an der neuen zurückgenommenen Grenze entlang von Iller und Donau.

Einfälle der Alemannen werden durch den Münzschatz bei Wiggensbach W von Kempten, durch die Grabfunde mit Scheibenfibeln in Salgen N von Mindelheim und von Bellenberg N von Illertissen belegt.

Um 540–550 wanderten von NE, von Boiohemum – Böhmen – Bajuwaren ins Gebiet zwischen Donau und Alpen ein. Der Stammesname Baiern wird um 550 vom gotischen Geschichtsschreiber JORDANES erstmals erwähnt (DANNHEIMER, 1976). Am Peissenberg zeichnet sich die Grenze zwischen Alemannen und Bajuwaren noch heute ab.

Die Verbreitung frühmittelalterlicher Reihengräber hält sich vorab an die Flußtäler. Wie in prähistorischer Zeit wurden besonders die fruchtbaren Gebiete aufgesucht. Das Adelsgrab eines Ostgermanen, das in Fürst bei Fridolfing (Lkr. Traunstein) entdeckt worden ist, stammt aus dem frühen 5. Jahrhundert. Bei Wielenbach (Lkr. Weilheim) wurden von behauenen Tuffplatten ausgekleidete Gräber aus der späten Merowingerzeit freigelegt.

Daß schon im Frühmittelalter auch am Alpenrand gerodet und gesiedelt worden ist, wird durch das bei Sindelsdorf SW von Penzberg entdeckte Gräberfeld aus dem 6. und 7. Jahrhundert belegt. Durch Gräberfunde in Garmisch, Oberammergau, Pfaffenhofen im Oberinntal und im Berchtesgadener Becken sind vorgeschobene bajuwarische Posten gesichert.

Die Christianisierung reicht in Bayern lokal bis ins frühe 4. Jahrhundert zurück. In Epfach konnten auf dem Lorenzberg ein ältester Kirchenbau und Gräber aus dem frühen

6. bzw. 7. Jahrhundert nachgewiesen werden (DANNHEIMER, 1968, 1976). In Aschheim E von München datiert die älteste Kirche von 600. Im 7. Jahrhundert hatte der irische Wanderbischof MARTIN in Wilparting W von Rosenheim eine Missionsklause errichtet, in der er 697 von Slawen umgebracht worden war.

Funde christlichen Charakters treten oft in reich ausgestatteten Gräbern auf. Dies deutet darauf hin, daß das Christentum in Bayern über den Adel Zugang gefunden hat. Ins 8. Jahrhundert fällt die Gründung mehrerer Klöster. Neben demjenigen von Kempten, wo eine erste Siedlung auf keltische Zeit zurückgeht, wurden von der Reichenau – Mittelzell (724) – und von St. Gallen (719) aus Rodungsklöster in den noch zusammenhängenden Wäldern gegründet: 739/40 Benediktbeuren, 740 Schlehdorf, 746 die Abtei Tegernsee, die sich im 11. Jahrhundert zum bedeutendsten Kloster Oberbayerns entwickelt hat, um 750 St. Jakob bei Polling (Lkr. Weilheim) und in Bayerisch Schwaben 746 Ottobeuren. Noch im frühen 8. Jahrhundert traf jedoch BONIFATIUS in Bayern heidnische Sitten an. Nach 750 entstand über der Zelle von MAGNUS, dem aus St. Gallen gekommenen Heiligen des Allgäus, das Kloster Füssen, 753 Wessobrunn und 760 Schäftlarn, 763 das Kloster in der Scharnitz in Klais.

Schliersee wird als Slyrs 779 erwähnt. Wallgau am Isarknie reicht bis ins 8., Isny ins 8. oder 9. Jahrhundert, Garmisch als Germarisgova bis 790, das Kloster Diessen bis 815 zurück. Im 8. und 9. Jahrhundert wurden auf den Inseln im Chiemsee zwei Klöster, 770 Herren- und vor 850 Frauenchiemsee, und in der seit dem 4. Jahrhundert durch Heidenmauer und Wachtturm geschützten Fischersiedlung Lindau im Bodensee wurde ein weiteres Frauenstift gegründet (H. RALL, 1974; B. HUBENSTEINER, 1977; H. EINSLE, 1977).

Von Oberföhring NE von München wird schon 750 eine Zollbrücke über die Isar erwähnt. Die Anfänge von München – Munihen – reichen bis ins frühe 11. Jahrhundert zurück. 1060 wird das zwischen Garmisch und Fernpaß gelegene österreichische Lermoos als Larimoos erwähnt.

Zitierte Literatur

ABELE, G. (1964): Die Fernpaßtalung und ihre morphologischen Probleme – Tübinger Ggr. Stud., *12*.

– (1974): Bergstürze in den Alpen – Wiss. Alpenver., H. *25*.

–, & MAIER, J. (1975): Fernpaß–Garmisch-Partenkirchen–Tirol – ein geographischer Exkursionsführer – Innsbrucker Ggr. Stud., *2*.

AIGNER, D. (1910): Das Tölzer Diluvium – Mitt. Ggr. Ges. München, *5*.

– (1913): Das Murnauer Diluvium – Mitt. Ggr. Ges. München, *8*.

AMPFERER, O., et al. (1932Ka–d): Geologische Karte der Lechtaler Alpen 1:25000: Klostertaler Alpen (a), Arlberg-Gebiet (b), Parseier Spitz-Gruppe (c), Heiterswand und Muttekopfgebiet (d), m. Erl. – GBA Wien.

ARMBRUSTER, L. (1951): Landschaftsgeschichte von Bodensee und Hegau – Lindau (B)-Giebelbach.

BACHMANN, G. H., & MÜLLER, M. (1981): Geologie der Tiefbohrung Vorderriß 1 (Kalkalpen, Bayern) – G Bavar., *81*.

BADER, K. (1979): Exarationstiefen würmzeitlicher und älterer Gletscher in Südbayern – E+G, *29*.

BADER, K., & JERZ, H. (1978): Die glaziale Übertiefung im Iller- und Alpseetal (Oberes Allgäu) – G Jb., A *46*.

BECKER, B. (1972): Möglichkeiten für den Aufbau einer absoluten Jahrringchronologie des Postglazials anhand subfossiler Eichen aus Donauschottern – Ber. Dt. Bot. Ges., *85*/1–4.

– (1975): Dendrochronological observations on the Postglacial river aggradation in the Southern part of Central Europe – B. Geologiczny, *19*.

BECKER, B. (1976, 1978): Zeitstellung und Entstehung postglazialer Baumstammlagen in Fluß-Schottern im Bereich des Iller-Schwemmkegels und des Donautals östlich von Ulm – In FRENZEL, B., et al. (1976, 1978).

– (1977): Dendrochronological evidence for Holocene changes in the drainage system of Southern Central Europe – X INQUA Congr. Birmingham, 1977, Abstr.

Beug, H.-J. (1979): Vegetationsgeschichtlich-pollenanalytische Untersuchungen am Riß/Würm-Interglazial von Eurach am Starnberger See/Obb. – G Bavar., *80*.

Beug, H.-J., & Grüger, E. (1973): Vegetationsentwicklung während der Riß-Späteiszeit, der Riß/Würm-Wärmezeit und dem Frühwürm im südlichen und südöstlichen Bayern (Pollenanalytische Untersuchungen an den pleistozänen Ablagerungen von Zeifen, Eurach und Samerberg) – E+G *23/24*.

Blüher, H.-J. (1935): Molasse und Flysch am Bayerischen Alpenrand zwischen Ammer und Murnauer Moos – Bayer. Oberbergamt, G Landesunters., *16*.

Bosl, K. (1971): Bayerische Geschichte – München.

Brunnacker, K. (1953): Die bodenkundlichen Verhältnisse der würmeiszeitlichen Schotterfluren im Illergebiet – G Bavarica, *18*.

– (1957): Die Geschichte der Böden im jüngeren Pleistozän in Bayern – G Bavar., *34*.

– (1962): Das Schieferkohlenlager vom Pfefferbichl bei Füssen – Jber. Mitt. oberrh. g Ver., NF, *44*.

– (1964): Quartär – In: Erläuterungen zur Geologischen Karte von Bayern – Bayer. GLA.

– (1965): Die Entstehung der Münchener Schotterfläche zwischen München und Moosburg – G Bavar., *55*.

– (1966): Die Deckschichten und Paläoböden über dem Fagotien-Schotter südwestlich von Moosburg – N. Jb. GP, Mh. 4.

Brunnacker, M., & K. (1962): Weitere Funde pleistozäner Molluskenfaunen bei München. – E+G, *13*.

Büdel, J. (1957): Die angebliche Zweiteilung der Würmeiszeit im Loisachvorland bei Murnau (Südbayern) – Lautensach-Festschrift – Stuttgart.

Dacqué, E. (1912): Geologische Aufnahme des Gebietes um den Schliersee und Spitzingsee in den oberbayerischen Alpen – Mitt. Ggr. Ges. München, *7*.

Dannheimer, H. (1976): Führer durch die Abteilung Frühes Mittelalter – Prähistorische Staatssammlung – Museum für Vor- und Frühgeschichte – München.

–, & Fink, R. (1968): Fundort Bayern – München.

Dehm, R. (1937): Ein Waldelefanten-Vorkommen in zwischeneiszeitlichen Ablagerungen am Alpenrand – Bayr. Vorgeschichtsbl., *14*.

– (1979a): Die pleistozänen Mollusken aus der Bohrung Eurach – G Bavar., *80*.

– (1979b): Artenliste der altpleistozänen Molluskenfauna vom Uhlenberg – G Bavar., *80*.

Diez, Th. (1968): Die würm- und postwürmglazialen Terrassen des Lech und ihre Bodenbildungen – E+G, *19*.

Doben, K. (1975k, 1976): Bl. 8433 Eschenlohe, m. Erl. – GK Bayern 1:25000 – Bayer. GLA, München.

Dongus, H. (1980): Überlegungen zu spätglazialen Schneegrenzhöhenlagen in den Karen der Allgäuer Molasseschichtrippen – In: Jentsch, Chr., & Liedtke, H.: Höhengrenzen in Hochgebirgen – Arb. Ggr. I. U. Saarland, *29* – Saarbrücken.

Dorn, M. (1972): Das Vorkommen der Zwergbirke im Reichholzrieder Moor (=Dietmannsrieder Filz) – Heimat und Volkskde., Übung 63 – Hektogr. Facharbeit Pädagog. Hochschule Augsburg.

Ebel, R., et al. (1982k): Bl. 8427 Immenstadt, m. Erl. – GK Bayern – Bayer. GLA.

Eberhardinger, E., & Frei, H. (1974): Im Flug über Schwaben – Weißenhorn.

Eberl, B. (1927): Die Römerstraße Augsburg–Günzburg – Augsburg.

– (1928): Zur Gliederung und Zeitrechnung des alpinen Glazials – Z. dt. GG, *80*.

– (1930): Die Eiszeitenfolge im nördlichen Alpenvorlande (Iller-Lechgletscher) – Augsburg.

Ebers, E. (1926): Das Eberfinger Drumlinfeld – Geogn. Jh., *39*.

– (1955): Hauptwürm, Spätwürm, Frühwürm und die Frage der älteren Würmschotter – E+G, *6*.

Eichler, H. (1970): Das präwürmzeitliche Pleistozän zwischen Riß und oberer Rottum. Ein Beitrag zur Stratigraphie des nordöstlichen Rheingletschergebietes – Heidelberger Ggr. Arb., *30*.

Einsle, H. (1977): Das Bayern-Lexikon für alle, die Bayern lieben – Mannheim.

Ellwanger, D. (1980a): Rückzugsphasen des würmzeitlichen Illergletschers – Arb. I. G P U, Stuttgart, *76*.

– (1980b): Die Terrassen der Iller zwischen Memmingen und Kempten – Ibid.

Engelschalk, W. (1971): Alpine Buckelwiesen – Regensburger Ggr. Schr., *1*.

Erol, O., & Stephan, W. (1968): Geomorphologische Untersuchungen über das Zungengebiet des würmeiszeitlichen Leitzachgletschers und die Terrassen des oberen Leitzachtales – Münchner Ggr. H., *33*.

Essig, W. (1979): Die periglazial-fluviatilen Schotterablagerungen des Zusamtales – In: Graul, H., & Löscher, M.: Sammlung quartärmorphologischer Studien *2* – Heidelberger Ggr. Arb., *49*.

Filzer, P., & Scheuenpflug, L. (1970): Ein frühpleistozänes Pollenprofil aus dem nördlichen Alpenvorland – E+G, *21*.

Firbas, F. (1949, 1952): Waldgeschichte Mitteleuropas, *1, 2* – Jena.

Frank, H. (1979): Glazial übertiefte Täler im Bereich des Isar-Loisach-Gletschers – E+G, *29*.

Frenzel, B. (1973): Some Remarks on the Pleistocene Vegetation – E+G., *23/24*.

Frenzel, B. (1976): Zur postglazialen Palökologie der Donau und ihrer südlichen Zuflüsse im Deutschen Alpen-Vorland – In: Frenzel, B., et al. (1976).
–, & Peschke, P. (1972): Über die Schieferkohlen von Höfen, Breinetsried, Großweil, Schwaiganger und Pömetsried – In: Frenzel, B., et al. (1972).
– et al. (1972): Exkursionsführer der 16. DEUQUA-Tagung 1972 – Vervielf. Manuskr. – Stuttgart-Hohenheim.
– (1976, 1978): Führer zur Exkursionstagung des IGCP-Projektes 73/I/24 «Quarternary Glaciations in the Northern Hemisphere» vom 5.–13. September 1976 in den Südvogesen, im nördlichen Alpenvorland und in Tirol – Vervielf. Manuskr. – Stuttgart-Hohenheim; Bad Godesberg.
German, R. (1959): Die Würmvereisung an Rhein- und Illergletscher zwischen Federseebecken und Günztal – G Bavarica, *43*.
– (1962): Zur Geologie des Lechvorlandgletschers – Jber. Mitt. Oberrh. GV, NF, *44*.
Glückert, G. (1974): Mindel- und rißzeitliche Endmoränen des Illervorlandgletschers – E+G, *25*.
Graul, H. (1939): Schotteranalytische Untersuchungen im oberdeutschen Tertiärhügelland – Abh. Bayr. Akad. Wiss., m-n. Abt., NF, *46*.
– (1949): Zur Gliederung des Altdiluviums zwischen Wertach-Lech und Floßach-Mindel – Ber. natf. Ges. Augsburg, *2*.
– (1952a): Bemerkungen zur Würmstratigraphie im Alpenvorland – G Bavar., *14*.
– (1952b): Zur Gliederung der mittelpleistozänen Ablagerungen in Oberschwaben – E+Z, *2*.
– (1953a): Bemerkungen zu einer geologischen Übersichtskarte des Iller-Riß-Gebietes – Z. dt. GG, *105*.
– (1953b): Über die quartären Geröllfazien im deutschen Alpenvorland – G Bavar., *19*.
– (1962): Eine Revision der pleistozänen Stratigraphie des Schwäbischen Alpenvorlandes (mit einem bodenkundlichen Beitrag von K. Brunnacker) – Peterm. Ggr. Mitt. *(1962)*/4.
– (1973): Der Stand der Quartärforschung im Süden der Bundesrepublik in lithostratigraphischer, pedologischer und geomorphologischer Hinsicht – Heidelberger Ggr. Arb., *38*.
–, & Schaefer, I. (1953): Zur Gliederung der Würmeiszeit im Illergebiet – G Bavarica, *18*.
Grootes, P. M. (1977): Thermal Diffusion isotopic Enrichment and Radiocarbon Dating beyond 50000 years BP – Rijks – U. Groningen.
– (1979): Kohlenstoff – 14 Anreicherungsdatierungen im Alpen-Vorland – G Bavar., *80*.
Grottenthaler, W. (1980k): 7833 Fürstenfeldbruck, m. Erl. – GK Bayern – Bayer. GLA.
– (1983): Erläuterungen zu Blatt Nr. 8036 Otterfing und Nr. 8136: Holzkirchen – Bayer. GLA, München.
Grüger, E. (1979a): Die Seeablagerungen vom Samerberg/Obb. und ihre Stellung im Jungpleistozän – E+G, *29*.
– (1979b): Spätriß, Riß/Würm und Frühwürm am Samerberg in Oberbayern – ein vegetationsgeschichtlicher Beitrag zur Gliederung des Jungpleistozäns – G Bavar., *80*.
Gümbel, C. W. (1861): Geognostische Beschreibung des bayerischen Alpengebirges u. seines Vorlandes – Gotha.
Habbe, K.-A. (1979): Considerations on the relations between landforms, sediments and genesis at the Würm Maximum – Based on geomorphological mapping in the area of the former Iller glacier: In: Schlüchter, Ch., ed.: Moraines and Varves – Rotterdam.
Haniel, C. A., et al. (1914k): Geologische Karte der Allgäuer und Lechtaler Alpen, westliche Hälfte, 1:25000 München.
Heuberger, H. (1952): Hochgelegene Erratika an der Südseite des Inntales westlich Innsbruck – Z. Glkde., *2*/1.
Höfle, H.-Ch., & Kuhnert, Ch. (1969k): Bl. 8331 Bayersoien, m. Erl. – GK Bayern 1 : 25000 – Bayer. GLA.
Hubensteiner, B. (1977): Bayerische Geschichte – München.
Husen, D. van (1968): Ein Beitrag zur Talgeschichte des Ennstales im Quartär – Mitt. Ges. G. Bergbaustud., *18*.
– (1977): Zur Fazies und Stratigraphie der jungpleistozänen Ablagerungen im Trauntal – Jb. G B. – A., *120*/1.
Imschweiler, P. (1973): Der «Innerwürmboden» im nördlichen Alpenvorland bei Murnau – Heidelberger Ggr. Arb., *38*.
Jerz, H. (1974k): Blatt Nr. 8327 Buchenberg, m. Erl. – GK Bayern 1:25000 – Bayer. GLA.
– et al. (1975) Erläuterungen zur Geologischen Übersichtskarte des Iller-Mindel-Gebietes – Bayer. GLA.
– (1979a): Die quartären Ablagerungen im übertieften Wolfratshausener Zungenbecken (Oberbayern) – In: Schlüchter, Ch., ed.: Moraines and Varves – Origin/Genesis/Classification – Proceed. INQUA Symp. Genesis and Lithology of Quarternary Deposits – Zurich, 10–20 September 1978 – Rotterdam.
– (1979b): Das Wolfratshausener Becken, seine glaziale Anlage und Übertiefung – E+G, *29*.
Jerz, H., & Ulrich, R. (1966k): Bl. 8533/8633 Mittenwald – GK Bayern, 1:25000, m. Erl. – Bayer. GLA.
Jerz, H., Stephan, W., & Ulrich, R. (1976, 1978)): Zur Geologie der Interglazialvorkommen von Großweil und Schwaiganger – In: Frenzel, B., et al. (1976, 1978).
Jung, W. (1979): Die pflanzlichen Großreste des Riß/Würm-Interglazials von Eurach am Starnberger See/Obb. G Bavar., *80*.

Kallenbach, H. (1964): Zur Quartärgeologie und Hydrologie im würmeiszeitlichen Isargletscher-Bereich nördlich von Bad Tölz – Diss. TH München (ungedr.)
Kellenberger, M. (1928): Aus dem Eiszeitalter in der Umgebung der Stadt Kempten – Beil. Allgäuer Geschichtsfreund, NF, *28* – Kempten.
Kellner, H.-J. (1976a): Die Römer in Bayern – 3. Aufl. – München.
– (1976b): Führer durch die Römische Abteilung – Prähistorische Staatssammlung – Museum für Vor- und Frühgeschichte – München.
Klaus, W. (1975): Das Mondsee-Interglazial, ein neuer Florenfundpunkt der Ostalpen – Jb. oösterr. Musealver., *120* – Linz.
Klebelsberg, R. v. (1913, 1914): Glazialgeologische Notizen vom bayerischen Alpenrande I/II, III – Z. Glkde., *7, 8.*
– (1935): Geologie von Tirol – Berlin.
Knauer, J. (1928): Glazialgeologische Ergebnisse aus dem Isargletschergebiet – Z. dt. GG, *80.*
– (1931 K): Blatt München West (Nr. XXVII) – Teilblatt München-Starnberg. Geognostische Karte von Bayern 1:100000, 7. Abt.
– (1935): Die Ablagerungen der älteren Würm-Eiszeit (Vorrückungsphase) im süddeutschen und norddeutschen Vereisungsgebiet – Abh. G Landesunters. bayer. Oberbergamt, *21.*
– (1937): Widerlegung der Einwendungen K. Trolls gegen die Vorrückungsphase der Würm-Eiszeit – Mitt. Ggr. Ges. München, *30.*
– (1938): Über das Alter der Moränen der Zürich-Phase im Linthgletschergebiet – Abh. g Landesuntersuch. Bayer. Oberbergamt, 33.
– (1954): Über die zeitliche Einordnung der Moränen der «Zürich-Phase» im Reußgletschergebiet – GH, *9/2.*
Kockel, C. W., Richter, M., & Steinmann, H. G. (1931 K): Geologische Karte der Bayerischen Berge zwischen Lech und Loisach – Wiss. Veröff. dt. u. österr. Alpenver., *10.*
Kohl, H. (1962): Zur Eiszeitgeologie der Traun-Enns-Platte – OÖsterr. Heimatbl., *16/1*, Linz.
– (1974): Die Entwicklung des quartären Flußnetzes im Bereich der Traun-Enns-Platte – Oberösterreich – Heidelberger Ggr. Arb., *40.*
Koschik, H. (1977): Führer durch die Abteilung Vorgeschichte I: Steinzeit, Bronzezeit, Urnenfelderzeit – Prähistorische Staatssammlung – Museum für Vor- und Frühgeschichte – München.
Kossack, G., & Schmeidl, H. (1975): Vorneolithischer Getreidebau im Bayerischen Alpenvorland – Jber. Bayer. Bodendenkmalpfl., *15/16* (1974/75).
Kraus, E. (1955): Zur Zweigliederung der südbayerischen Würmeiszeit durch eine Innerwürm-Verwitterungsperiode – E+G, *6.*
– (1961): Die beiden interstadialen Würmböden in Südbayern – E+G, *12.*
Kraus, E., & Reis, O. M. (1929 K): Blatt Immenstadt 856 – GK Bayern 1:25000 – Bayer. Oberbergamt.
Kuhnert, Chr. (1967 K): Bl. 8432 Oberammergau – GK Bayern 1:25000, m. Erl. – Bayer. GLA, München.
–, & Ohm, R. R. (1974 K): Bl. 8330 Roßhaupten – GK Bayern 1:25000, m. Erl. – Bayer. GLA.
Layer, A. (1974): Aus der Geschichte Schwabens – Reiches kulturelles Erbe – In: Eberhardinger, E., & Frei, H.
Levy, F. (1920): Diluviale Talgeschichte des Werdenfelser Landes und seiner Nachbargebiete – Ostalpine Formenstudien *1* – Berlin.
– (1922): Die quartäre Formenentwicklung der Schlierseer Berge und ihrer Nachbarschaft – Ostalpine Formenstudien *1/2* – Berlin.
Löscher, M. (1976): Die präwürmzeitliche Schotterstratigraphie in der nördlichen Iller-Lech-Platte – Heidelberger Ggr. Arb., *45.*
Löscher, M., & Leger, M. (1974): Probleme der Pleistozänstratigraphie in der nördlichen Iller-Lech-Platte – Heidelberger Ggr. Arb., *40.*
Löscher, M., & Scheuenpflug, L. (1981): Der altpleistozäne Donaulauf und der untere Deckschotter in der nördlichen Iller-Lech-Platte – Jber. Mitt. oberrh. g Ver., NF, *63.*
Micheler, A. (1948): Verwitterungshorizont der Würm I-Phase bei Ob im Wertachgletschergebiete – Ber. NG Augsburg, *1.*
Miller, H. (1968): Der Höllentalferner im Wettersteingebirge, seine spät- und nacheiszeitl. Geschichte – ZGG, *5.*
Müller, F. (1952): Die geologischen Verhältnisse des Blattes Buchenberg (Bayerisches Allgäu) – G Bavar., *13.*
Müller, J. (1919): Die diluviale Vergletscherung und Übertiefung im Lech- und Illergebiet – Jb. preuss. GLA, (*1917/1*).
Nathan, K. (1953): Ein interglazialer Schotter südlich Moosburg in Oberbayern – G Bavar., *19.*
Ohmert, W. (1979): Die Ostracoden der Kernbohrung Eurach 1 (Riß–Eem) – G Bavar., *80.*
Osswald, K. (1924): Das Risserkogelgebiet – Geologie der Berge südlich Tegernsee – Geogn. Jh., *37.*
– (1928): Die Wendelstein-Gruppe – Mitt. Ggr. Ges. München, *21.*

Pauli, L. (1980): Die Alpen in Frühzeit und Mittelalter – Die archäologische Entdeckung einer Kulturlandschaft – München.
Penck, A. (1882): Die Vergletscherung der deutschen Alpen, ihre Ursachen, periodische Wiederkehr und ihr Einfluß auf die Bodengestaltung – Leipzig.
– (1901, 1909): In: Penck & E. Brückner: Die Alpen im Eiszeitalter, *1, 3* – Leipzig.
– (1922): Ablagerungen und Schichtstörungen der letzten Interglazialzeit in den nördlichen Alpen – Sitz.-Ber. preuss. Akad. Wiss. phys.-math. Kl., *20* – Berlin.
– (1925): Alte Breccien und junge Krustenbewegungen in den bayerischen Hochalpen – Sitz.-Ber. preuss. Akad. Wiss., phys.-math. Kl., *17*.
– (1930): Das Tor von Mittenwald – Samml. geogr. Führer, *4*.
Peschke, P. (1976, 1978): Pollenanalytische Untersuchungen an Schieferkohlen aus dem Gebiet um Penzberg und Murnau/Oberbayern – In: Frenzel, B., et al. (1976, 1978).
Pflaumann, U., & Stephan, W. (1968 k): 8237 Miesbach, m. Erl. – GK Bayern 1:25 000 – Bayer. GLA.
Piffl, L. (1971): Zur Gliederung des Tullner Feldes – Ann. Nathist. Mus. Wien, *75*.
Rall, H. (1974): Zeittafeln zur Geschichte Bayerns – München.
Rappol, M. (1983): Glacigenic properties of till – Studies in glacial sedimentology from the Allgäu Alps – Publ. Fys.-Ggr. Bodemk. Lab. U, Amsterdam, *34*.
Reich, H. (1952): Zur Vegetationsentwicklung des Interglazials von Großweil – E + G, *2*.
– (1953): Die Vegetationsentwicklung der Interglaziale von Großweil-Ohlstadt und Pfefferbichl im Bayrischen Alpenvorland – Flora, *140* – Jena.
Reiser, K. (1920, 1924, 1926): Geologie der Hindelanger u. Pfrontener Berge – Geogn. Jh., *33, 35, 37* – München.
Richter, M., et al. (1929 k): Geologische Karte der Allgäuer und Lechtaler Alpen, westliche Hälfte, 1:25 000 – In G Führer Allgäuer Alpen S Oberstdorf, 2. Aufl. – München.
Ritter, H. (1963): Die Ur- und Frühgeschichte des Chiemgaues – Jb. Karst- u. Höhlenkde., *18* – München.
Rögner, K. J. (1979): Die glaziale und fluvioglaziale Dynamik im östlichen Lechgletschervorland – Ein Beitrag zur präwürmzeitlichen Quartärstratigraphie – Heidelb. Ggr. Arb., *49*.
– (1980): Die pleistozänen Schotter und Moränen zwischen oberem Mindel- und Wertachtal (Bayerisch-Schwaben) – E + G, *30*.
Rothpletz, A. (1917): Die Osterseen und der Isarvorlandgletscher – Mitt. Ggr. Ges. München, *12*.
Schaefer, I. (1940): Die Würmeiszeit im Alpenvorland zwischen Riß und Günz – Abh. natw. Ver. Schwaben Neuburg, *2*.
– (1953): Die donauzeitlichen Ablagerungen an Lech und Wertach – G Bavar., *19*.
– (1957 k): Geologische Karte von Augsburg und Umgebung 1:50000, m. Erl. – Bayer. GLA, München.
– (1968): Münchener Ebene und Isartal – Mitt. Ggr. Ges. München, *53*.
– (1973): Das Grönenbacher Feld. Ein Beispiel für den Fortschritt der Eiszeitforschung seit Albrecht Penck – E + G, *23/24*.
– (1975): Die Altmoränen des diluvialen Isar-Loisachgletschers – Mitt. Ggr. Ges. München, *60*.
– (1976): Gliederung der Münchener Ebene – Ein Beitrag zur Frage ihrer Entstehung – Mitt. Ggr. Ges. München, *61*.
– (1978): Die Gliederung der Münchener Ebene. Eine geomorphologische Analyse – Ibid. *63*.
– (1979 a): Das Warnisrieder Feld. Ein Beispiel für den Fortschritt der Eiszeitforschung durch Barthel Eberl – Quartär *29/30*.
– (1979 b): Das Eisenburger Schotterfeld. Ein weiteres Beispiel für die geomorphologisch-stratigraphische Analyse des Altdiluviums der Iller-Lech-Platte – Mitt. ggr. Ges. München, *64*.
– (1980): Der angebliche «altpleistozäne Donaulauf» im schwäbischen Alpen-Vorland – Jber. Mitt. oberrh. g Ver., NF, *62*.
Schedler, J. (1979): Neue pollenanalytische Untersuchungen am Schieferkohlevorkommen des Uhlenberges bei Dinkelscherben (Schwaben) – G Bavar., *80*.
– (1981): Vegetationsgeschichtliche Untersuchungen an altpleistozänen Ablagerungen in Südwestdeutschland – Diss. Bot., *58* – Vaduz.
Scheuenpflug, L. (1971): Ein alteiszeitlicher Donaulauf in der Zusamplatte (Bayer. Schwaben) – Ber. NG Augsburg, *27*.
– (1979): Der Uhlenberg in der östlichen Iller-Lech-Platte (Bayerisch-Schwaben) – G Bavar., *80*.
Schmeidl, H. (1962): Der bronzezeitliche Prügelweg im Agathazeller Moor – Bayer. Vorgesch. Bl., *27*.
– (1972 a): Die Schieferkohlen von Großweil und Schwaiganger – In: Frenzel, B., et al. (1972).
– (1972 b): Zur spät- u. postglazialen Vegetationsgeschichte der bayer. Voralpen – Ber. Dt. Bot. Ges., *85/1–4*.
– (1974): Die Moore im bayerischen Alpenvorland und ihr Verhältnis zur Vorgeschichte – Telma, *4*.

Schmidt-Thomé, P. (1955): Geologie des Isartalgebietes im Bereich des Rißbach-Stollens und des geplanten Sylvenstein-Staubeckens – G. Bavar., *4*.
– et al. (1955 K): Bl. 663 Murnau – GK Bayern 1 : 100 000 – Bayer. GLA, München.
– (1960 K): Bl. 662 Füssen – GK Bayern 1 : 100 000 – Bayer. GLA, München.
– (1953 K): Bl. 664 Tegernsee – GK Bayern 1 : 100 000 – Bayer. GLA, München.
Schneider, K. J. (1963): Quartäre Seeabsätze und spätglaziale Gletscherstände im Unterleutaschtal (Nordtiroler Kalkalpen) – Z. Glkde., *2*.
Scholz, H. & U. (1981): Das Werden der Allgäuer Landschaft – Eine kleine Erdgeschichte des Allgäus – Kempten.
Scholz, U. (1979): Elefantenreste aus pleistozänen Ablagerungen in und um Kempten, ausgestellt im Museum Zumsteinhaus – Mitt. natw. Arbeitskr. Kempten, *23*/1–2.
Schröder, R. (1915): Die Conchylien des Münchner Gebiets vom Pleistocaen bis zur Gegenwart – Nachr.-bl. dt. malakozool. Ges., *3, 4*.
Schumann, W. (1969): Geochronologische Studien in Oberbayern auf der Grundlage von Bändertonen – Bayer. Akad. Wiss., math.-natw. Kl., Abh., NF, *134* – München.
Schuster, J. (1909): Paläobotanische Notizen aus Bayern – Ber. Bayer. Bot. Ges. München (1909).
Seiler, K.-P. (1979): Glazial übertiefte Talabschnitte in den Bayerischen Alpen – E + G, *29*.
Sinn, P. (1971): Zur Ausdehnung der Donau-Vergletscherung im schwäbischen Alpenvorland – E + G, *22*.
– (1972): Zur Stratigraphie und Paläogeographie des Präwürm im mittleren und südlichen Illergletscher-Vorland – Heidelberger Ggr. Arb., *37*.
– (1973): Geröll- und geschiebekundliche Untersuchungen im südlichen und mittleren Illergletscher-Vorland – Heidelberger Ggr. Arb., *38*.
Stephan, W., & Hesse, R. (1966 K): 8236 Tegernsee – GK Bayern 1 : 25 000 – Bayer. GLA, München.
Stephan, W. (1970): Frühwürmzeitliche Schieferkohlenvorkommen im Bereich des östlichen Isar-Vorlandgletschers – G Bavar., *63*.
– (1976, 1978): Geologische Übersicht der Seeton- und Schieferkohlenvorkommen bei Penzberg – In: Frenzel, B., et al. (1976, 1978).
– (1979): Zur Geologie des Interglazialvorkommens von Eurach/Oberbayern – G Bavar., *80*.
Streit, R., et al. (1975 K): Geologische Übersichtskarte des Iller-Mindel-Gebietes 1 : 100 000 – Bayer. GLA.
Striebel, J. (1968): Vor- und Frühgeschichte – In: Der Landkreis Mindelheim.
Stroh, A. (1951): Grundriß zur Vorgeschichte Schwabens – Schwäb. Heimatkde., *6* – Kempten.
Stromer, E. (1928): Säugetierfunde im Diluvium Bayerns, *2*: Ein *Ovibos*-Schädel im Altdiluvium bayerisch Schwabens.
Troll, C. (1924): Der diluviale Inn-Chiemsee-Gletscher – Forsch. deutsch. Landes- u. Volkskde., *23*/1.
– (1925): Die Rückzugsstadien der Würmeiszeit im nördlichen Vorland der Alpen – Mitt. Ggr. Ges. München, *18*.
– (1926): Die jungglazialen Schotterfluren im Umkreis der Deutschen Alpen – Forsch. deutsch. Landes- und Volkskde., *24*/4.
– (1937): Die jungeiszeitlichen Ablagerungen des Loisach-Vorlandes in Oberbayern – GR, *28*.
Uenze, H. P. (1978): Führer durch die Abteilung Vorgeschichte II Kelten: Hallstattzeit, Latènezeit, Oppidum Manching – Prähistorische Staatssammlung – Museum für Vor- und Frühgeschichte München.
Ulbert, G. (1965): Der Lorenzberg bei Epfach – Die frührömische Militärstation – Münchener Beitr. Vor- u. Frühgeschichte, *9*.
–, (1974): Der Auerberg – eine römische Höhensiedlung – In: E. Eberhardinger & H. Frei.
Vidal, H. (1979): Glaziale Übertiefung unter rezenten Gletschern und in deren Vorfeld – E + G, *29*.
Vollmayr, Th. (1956 K): Bl. 8426 Oberstaufen, m. Erl. – GK Bayern 1 : 25 000 – Bayer. GLA.
– & Ziegler, J. H. (1976 K): Bl. 8425 Weiler i. Allgäu, m. Erl. – GK Bayern 1 : 25 000 – Bayer. GLA, München.
Wehrli, H. (1928): Monographie der interglazialen Ablagerungen im Bereich der nördlichen Ostalpen zwischen Rhein und Salzach – Jb. GBA, *78* – Wien.
Weinhardt, R. (1973): Rekonstruktion des Eisstromnetzes der Ostalpennordseite zur Zeit des Würmmaximums mit einer Berechnung seiner Flächen und Volumina – Heidelberger Ggr. Arb., *38*.
Weidenbach, F. et al. (1933 K, 1962 K): Geologische Übersichtskarte von Baden-Württemberg, Bl. 4 – 1., 3. Aufl. – GLA Baden-Württ.
Wolff, H. (1973 K): Bl. 8238 Neubeuern – GK Bayern 1 : 25 000 – Bayer. GLA, München.
Zeil, W. (1954): Geologie der Alpenrandzone bei Murnau in Oberbayern – G Bavar., *20*.

Der Inn-Gletscher

Der sich aufbauende Eisstrom

Die Anlage des Engadins und seiner Quelläste

Die Anlage des Engadins ist vorab auf die Bergeller–Engadiner Störung zurückzuführen, die schon bei der Platznahme der penninischen und ostalpinen Decken nach dem älteren Miozän wirksam wurde. Sie steht mit einigen weiteren Störungen in engem Zusammenhang; mit der Reschen-, der Spöl- und der Gallo-Linie, der Val Sulsauna-, der V. Saluver-, der V. Bernina-, der V. Roseg- und der Murettopaß-Störung. All diese tektonisch vorgezeichneten Talanlagen bestimmten in SE-Bünden – zusammen mit Deckengrenzen – schon tief im Tertiär erste Entwässerungswege (S. 340f.).
In den ersten Kühlphasen während und nach dem Hochstau der Alpen, den damit in Zusammenhang stehenden Spätphasen der Deckenverformung in der jüngeren Tertiärzeit und in den tektonischen Schlußphasen der ersten Kaltzeiten des Eiszeitalters folgten auch die mehrfach vorgestoßenen Gletscher den Entwässerungswegen. Diese vermochten vorab längs Schwächezonen – Brüchen und Deckengrenzen – weiter auszuräumen und Talwannen auszuweiten. Besonders im Bereich von Schluchtabschnitten: zwischen St. Moritz und Celerina, S-chanf und Zernez, Zernez und Susch, Ardez und Schuls, Ramosch und Strada und unterhalb von Martina tieften sich die Schmelzwässer stärker ein. So entstand nach mehrfachem Wechsel von Kalt- und Warmzeiten allmählich die heutige Durchtalung.
Auch im Engadin sind einzelne Gebiete, reliktische Hochflächen, seit ihrem letzten Hochstau kaum umgestaltet worden. Überreste finden sich im Grenzgebiet zwischen Piz Lad und Schlinig-Paß, in der Lischana-Rims-Hochfläche (Fig. 38), W und SW des Ofenpasses, auf der Hochfläche von Macun, in den Rücken des Munt Müsella und in den Muottas und den Tschimas da Muottas, im Munt da la Bes-cha und in der noch eisüberprägten Ota da Segantini (2765 m), in den Hochflächen um den Piz dal Fain, am Piz Chalchagn (Fig. 96) und von Corviglia–Sass Runzöl. Doch sind selbst diese von der fluvialen Erosion weitgehend verschont gebliebenen Bereiche vom darüber weggeflossenen Eis überprägt und dabei modelliert worden. Hievon läßt sich jedoch nur die Größenordnung einigermaßen abschätzen. Sie dürfte sich zwischen 50 und 200 m bewegen. Bereits in den obersten Tälern nimmt die Eintiefung rasch zu. So beträgt diese schon in der obersten Val Lischana, im Zungenbereich des frührezenten Vadret da Lischana rund 400 m, in der Hauptdolomit-Schlucht in der hintersten Val d'Uina, in die das Rims-Eis noch im letzten Spätwürm vorstieß, rund 500–600 m.
Abtrag und Eintiefung der Täler betragsmäßig nach Abschnitten der jüngeren Tertiärzeit oder der einzelnen Eiszeiten aufschlüsseln zu wollen, ist vermessen, da sich zeitlich entsprechende Ablagerungen nur in einigen wenigen, vor der Ausräumung geschützten inneralpinen Winkeln und in größeren Ausmaßen, aber zugleich stark durchmischt, am Alpenrand und im Vorland finden und selbst dort die zeitliche Zuordnung der Aufschüttung noch in den Anfängen steht.
Die zahlreichen hoch gelegenen gut ausgebildeten Kare des Engadins – Piz da la Margna,

Fig. 38 Die Paßebene von Schlinig/Slingia mit der Hochfläche des Hoch Rims (2772 m) und der Mündung der Val Cristanas.

Piz Rosatsch, Piz Languard, Munt Pers, P. Lagalb – und besonders die heute noch vergletscherten Talschlüsse sind wohl Relikte aus früheren Warmzeiten, aus dem letzten und vorletzten Interglazial, in denen das Eis auch im Oberengadin etwas stärker zurückgewichen ist als heute.

Der schweizerische Anteil am Akkumulationsgebiet

Ein Haupttalgletscher besitzt meist auch einen entsprechenden Talschluß als Nährgebiet. Ein solcher fehlt jedoch dem Inn-Gletscher. Er wurde ihm durch den jungtertiären bis altquartären Einbruch des Mera/Adda-Systems entrissen (S. 340f.). Quartäre Eistransfluenzen schleiften die Relikte zu tiefen Paßlücken (R. Staub, 1952), so daß sich am Maloja ein analoges Überfließen von Eis und später von Schmelzwässern vollzog, wie im mittleren Wutachtal und am Rhein-Durchbruch von Rüdlingen–Eglisau im Jungquartär (Bd. 2, S. 30).

Die Vergletscherung des Haupttales ist daher im Oberengadin an das Wachstum der Seitengletscher gebunden, vor allem an diejenigen der Bernina-Gruppe, die durch Val Bernina, V. Morteratsch, V. Roseg, V. Fex und V. Fedoz austraten und sich zu einem Eiskuchen vereinigten. Aus der Val Saluver und vor allem aus der V. Bever erhielt der Inn-Gletscher auch von N, aus der Err-Gruppe, bedeutende Zuflüsse.

Im Oberengadin reicht eine höchste, wohl rißzeitliche Überprägung bis auf über 2900 m. Im Hochglazial floß das Oberengadiner Eis von der Kulmination um St. Moritz–Sama-

Fig. 39 Der Transfluenz-Sattel der Fuorcla Minur (2435 m), über den Bernina-Eis bis auf eine Höhe von 2600 m gegen die Fuorcla di Livigno überfloß. Im Hintergrund die Valle di Livigno und der Cassa del Monte del Ferro (3143 m).

den in drei Strömen ab. Der Hauptstrom wandte sich durchs Engadin gegen NE. Dabei nahm er aus den hochgelegenen Seitentälern Zuflüsse auf. Umgekehrt entsandte er bei Martina, Imst, Telfs, Jenbach, Rattenberg und Kufstein Arme gegen das Etsch-, ins Ammer-Loisach-Isar-, ins Mangfall-, Schlierach- und ins Leitzach-System und erreichte dennoch als mächtiger Eisstrom den Alpenrand (Fig. 34).

Die beiden andern Arme verstärkten als mächtige Eistransfluenzen über den Maloja (1815 m) ins Bergell und über den Berninapaß (2236 m) ins Puschlav die beiden schweizerischen Zuflüsse des Adda-Gletschers (S. 337).

Im frühen Spätwürm muß sich dann jedoch die Eiskulmination gegen den Berninapaß verschoben haben, so daß Morteratsch-Eis zum Inn abfließen konnte, was durch ein ENE von Pontresina auf 2450 m Höhe aufgefundenes Geröll von Bernina-Kristallin belegt wird (E. Büttner, schr. Mitt.).

Im Bereich der Vereisungszentren des Bernina und der Münstertaler Alpen hingen die Eismassen des Inn-, Etsch- und Adda-Systems über zahlreiche Pässe miteinander zusammen, so daß sich kleine Differenzen in der Eisführung bereits in den obersten Firngebieten ausgeglichen hätten (Fig. 172). Über einzelne Pässe floß selbst bis tief ins Spätwürm Eis, so aus der Val da Fain über La Stretta (2476 m) zum Spöl-Gletscher in die oberste Val di Livigno und damit wieder zum Inn-System, was Bernina-Diorite im Spöltal belegen (H. H. Boesch, 1937), aus der Val Minur über die Fuorcla Minur (2435 m) und über den Berninapaß (2328 m) in die oberste Val Laguné, ein Quelltal des Poschiavino, zum Adda-System (S. 404).

Über Julier (2284 m), Fuorcla Crap Alv (2466 m) und Albula (2372 m) floß Engadiner

Fig. 40 Das Gebiet der Transfluenz von Engadiner Eis über die Fuorcla Crap Alv (2466 m) ins oberste Albula-Tal zum Rhein-System.

Eis ins Oberhalbstein und ins Albulatal, ins Rhein-System (Fig. 40). Da die Schliffgrenze an der Crasta Mora und am Munt Gravatscha, N bzw. SE von Bever, um 2800 m liegt, muß die Eismächtigkeit über der Talebene von Samaden rund 1200 m betragen haben (STAUB, 1952).

Noch N von Madulain und Zuoz reichte das würmzeitliche Eis bis auf 2750 m, an der Spi da Tantermozza bis auf 2650 m, über Susch bis auf 2600 m, um Schuls noch auf 2500 m und an der Mündung der Val d'Uina noch auf gut 2400 m (Fig. 41).

Wohl als rißzeitliche Eishöhen sind noch um 80–100 m höhere, aber weit weniger markante Lagen der Überprägungen zu interpretieren.

Noch im frühen Spätwürm wurde der Arpiglia-Gletscher SE von Zuoz vom Inn-Eis kräftig zurückgestaut, so daß er nur über die Hochfläche des Plaun d'Arpschellas etwas weiter Engadin-abwärts zufließen konnte, was durch einen brekziösen Dolomit-Erratiker auf 2367 m belegt wird.

In der Val Trupchun konnte R. DÖSSEGGER (mdl. Mitt.) Kristallin-Erratiker bis an den Eingang der Val Müschauns feststellen, so daß das Inn-Eis in den Höchstständen auch den Chaschauna- und den Trupchun-Gletscher zurückgestaut haben muß. Diese können nur über und E des rundgeschliffenen Munt Blais (2455 m) zugeflossen sein.

Bei Zernez drang der Inn-Gletscher bei einer Eishöhe um 2600 m ins untere Spöltal ein und staute den Spöl-Gletscher zurück, so daß dieser über den Passo di Fraéle (1952 m) zum Adda-Gletscher abgedrängt wurde. Ob im Hochglazial Engadiner Eis über den Ofenpaß (2149 m) und über Buffalora–Jufplaun–Döss Radond (2234 m) ins Münstertal floß, steht noch offen. Gletscherschliffe, die eine W–E-Fließrichtung anzeigen, finden sich W der Ofenpaßhöhe. Inn-Erratiker treten nach R. DÖSSEGGER noch wenig NE der Paßhöhe auf, sind jedoch im Münstertal nicht nachgewiesen.

Fig. 41 Der eisüberprägte NE-Grat unterhalb des Piz Ajüz (2790 m) mit den Mots Dadaint (2432 m) und Dadora (2286 m). Blick vom Piz Gliasen in die Val d'Uina. Im Hintergrund Fluchthorn und Samnauner Berge.

Im Unterengadin liegen die höchsten Erratiker – Sesvenna-Kristallin, Buntsandstein und Liasbrekzien – an der Mündung der Val S-charl auf der W-Seite des P. San Jon gegen 2500 m, am P. S-chalambert Dadora SE von Ramosch auf 2340 m. Auch N des Inn reichen Findlinge bei Schuls bis auf diese Höhe (H. Eugster & J. Cadisch in Cadisch et al., 1963 K, 1968). Am Piz Arina NW von Ramosch konnte L. Kläy (1957) Inn-Erratiker bis auf 2330 m feststellen.

An der Dreiländerecke S des Piz Lad (2808 m) stand das Eis im Würm-Maximum auf über 2300 m, was durch Inn-Moräne und Rundhöcker belegt wird. Rund 100 m tiefer liegen weiter E die wohl noch im Stadium der inneren Jung-Endmoränen, im Ölkofen (= Zürich)-Stadium, überschliffenen Rundhöcker der Mutzköpfe (1987) m, um weitere 100 m tiefer die Felsbuckel um den Grünsee, um 1750 m jene um den Schwarzsee und um 1700 m jene um das Kreuzmoos. Sie alle bekunden – mit mindestens 50 m höheren Eishöhen – Transfluenzen gegen den Reschenpaß (1510 m), über den Inn- und Etsch-Eis miteinander zusammenhingen.

Im oberen Oberinntal empfing der Inn-Gletscher von beiden Seiten Zuschüsse, den bedeutendsten aus dem Kauner Tal, dem Einzugsgebiet des Gepatsch-Gletschers. Ein Teil des rechtsseitigen Inn-Eises floß S des Venetbergs über den Piller Sattel (1558 m), eine alte, jungtertiäre Talung in der Fortsetzung des Unterengadiner Fensters, ins unterste Pitztal und – zusammen mit dem Pitz-Eis – auf der rechten Talseite weiter Inn-abwärts. Der Hauptstrom dagegen durchbrach, vorgezeichneten Strukturen folgend, die Zone der Landecker Quarzphyllite und drängte das bei Landeck mündende Sanna-Eis, den Trisanna-Gletscher aus dem östlichen Silvretta-Gebiet und das Rosanna-Eis aus dem Ferwall und vom Arlberg auf die linke Talseite.

Bei Imst teilte sich der Inn-Gletscher. Die Hauptmasse wandte sich – zusammen mit dem zugeflossenen Pitz-Eis – durchs Inn-Tal gegen die Mündung des Oetz-Gletschers. Ein Teil floß mit dem bei Landeck aufgenommenen Sanna-Eis durchs Gurgl-Tal gegen Nassereith. Hier spaltete sich das Eis abermals. Der Hauptstrom bog nach N ab und floß über den damals noch nicht so hoch von Bergsturzmaterial überschütteten Fernpaß – etwa auf einer Höhe um 900 m – ins Becken von Lermoos und weiter nach Oberbayern; ein kleiner Teil wandte sich von Nassereith nach E über den Sattel von Holzleithen (1100 m) zwischen Mieminger Gebirge und Tschirgant gegen das Mieminger Plateau. Dabei wurde er von dem vom mündenden Oetz-Eis teils über den Sattel von Zwischensimmering (1317 m) nach NE abgedrängten Inn-Eis unterstützt.
Durch Oetz- und Melach-Gletscher wurde Inn-Eis über die um 1200 m hohen Seefelder Sättel zwischen Telfs und Zirl gegen N zum Isar-Gletscher abgedrängt (S. 61).
Über dem Brenner (1370 m) stand das aus den Seitentälern des Sill-Tales zum Inn-Gletscher abfließende Eis im Gleichgewicht mit dem Eisack-Gletscher des Etsch-Systems (S. 246ff.).
Im Unterinntal erhielt der Inn-Gletscher seinen bedeutendsten Zufluß aus den Zillertaler Alpen. Zugleich erlitt er durch die Achensee-Talung (Fig. 42) und weiter Inn-abwärts vorab über den Ursprung-Paß (836 m) abermals Verluste, die zwar durch die Zuschüsse aus den Kitzbühler Alpen wieder wettgemacht wurden.

Die Höttinger Brekzie und die Inntal-Terrassen

Im inneralpinen Raum ist als interglaziale Ablagerung besonders die Höttinger Brekzie N von Innsbruck, verkitteter Gehängeschutt mit Sandstein-, Kalk- und Dolomit-Komponenten, durch ihre Flora berühmt geworden (Arn. Escher, 1854; A. Pichler, 1857; R. v. Wettstein, 1892; J. Murr, 1926; H. Gams, 1954). A. Penck (1921) unterschied im Inntal drei Moränen, die durch zwei interglaziale Ablagerungen getrennt werden. Eine tiefste im Liegenden der Brekzie, die «Liegendmoräne», wird im Höttinger Graben von schneckenführendem Lehm bedeckt, dessen Arten noch heute im Inntal auftreten (Penck, E. Brückner & L. du Pasquier, 1894, Penck, 1921); die nächste, die «Sockelmoräne», am Sockel unter den Inntal-Terrassenschottern, überlagert anderseits die tiefer herabreichenden Partien der Höttinger Brekzie (R. v. Klebelsberg, 1929), und auf den Inntal-Terrassenschottern liegt die jüngste, die «Hangendmoräne».
Die Höttinger Brekzie liegt auf der leicht N-fallenden Karwendel-Schuppenzone der ostalpinen Lechtal-Decke. Am Eingang des 1913 auf Anregung von R. Lepsius, zuvor einem überzeugten Monoglazialisten, eigens zur Abklärung der Lagebeziehungen an der Basis der Brekzie vorgetriebenen Stollens, wird die Brekzie von Grundmoräne mit gekritzten Geschieben, der «Liegendmoräne», unterteuft (Fig. 43), oberhalb der Hungerburg liegt über der Brekzie Inntal-Moräne mit Kristallin-Geröllen. Ferner treten in der fast nur aus kalkalpinen Komponenten bestehenden Brekzie ganz vereinzelt Kristallin-Geschiebe – Granat-Amphibolite und Julier-Granite – auf, obwohl an der Nordkette nirgends Kristallin ansteht, so daß dieses bei einer früheren Eiszeit dort abgelagert worden sein muß.
Die Höttinger Brekzie, die in ihren distaleren Partien meist etwas hangeinwärts einfällt, bedeckt im engsten Innsbrucker Raum ein Areal von 2,83 km² ohne Mühlauer Graben und Gehänge zwischen diesem und dem Höttinger Graben (H. Paschinger, 1950),

Fig. 42 Die präglaziale Talung des Achensees mit dem Pletzach-Delta, dahinter (rechts) das Kögljoch mit Vorder- und Hochunutz. Im Hintergrund der Schildenstein mit den rißzeitlichen Transfluenzen ins Weißachtal zum Tegernsee. Tiroler Kunstverlag CHIZZALI, Innsbruck-Neu Rum.

dürfte aber ursprünglich wohl über 5 km² eingenommen haben. In der Mühlauer Klamm beträgt die Mächtigkeit über 100 m, ihre Schüttungsbreite rund 300 m.
An der Nordkette reicht die «Weiße Brekzie» am Grubegg bis gegen 2000 m Höhe hinauf und anderseits in Innsbruck bis fast in die Talsohle. Im aufgelassenen Steinbruch SW der Hungerburg steht auf 770 m ü. M. durch ostalpinen Verrucano-Schiefer und Buntsandstein gefärbte «Rote Brekzie» an. Die dort mindestens 30 m mächtige Abfolge be-

Fig. 43 Höttinger Brekzie auf der Liegend-Moräne am Eingang zum LEPSIUS-Stollen NE von Innsbruck.

steht im tieferen Teil aus 2–3 m mächtigen Bänken, die durch Mehlsandlagen getrennt werden. In diesen finden sich häufig *Pinus*-Nadeln, die auf einen eher kühlzeitlichen Föhrenwald hindeuten. Lokal fanden sich Hohlräume von Baumstämmen bis zu 20 cm Durchmesser. Innerhalb der Brekzienbänke lassen sich gradierte Abfolgen von 5–15 cm beobachten, die durch nicht durchhaltende Mergellagen getrennt werden und kleinste Sedimentationszyklen – Jahresschichten ? – darstellen.

Von der wärmeliebenden Flora, die F. UNGER (1852) für tertiär hielt, bestimmte MURR (1926) aus der weißen Brekzie auf 1150 m *Abies alba*, *Corylus avellana*, *Fagus silvatica*, *Populus alba* und *Vitis silvestris* – wilde Rebe (Fig. 44b), als Begleiterin des schon von v. WETTSTEIN (1892) erkannten *Rhododendron sordellii* (Fig. 44a), deren nächste Verwandte heute auf die Sierra Nevada und aufs pontische Areal beschränkt sind. *Ostrya carpinifolia* – Hopfenbuche – konnte in der Nacheiszeit nochmals über den Brenner ins Inntal zurückwandern. Da die wärmeliebenden Arten bis auf eine Höhe von 1150 m aufgetreten sind und *Rhododendron* heute in Innsbruck (570 m) gegen den Frost geschützt werden muß, war das Klima damals deutlich milder.

Da auch alpine Arten vorkommen, kann das Jahresmittel nicht über 8,5–9° C betragen haben; MURR gibt für diese Höhenlage heute ein solches von 5,2° an. Damit wäre das Jahresmittel damals um rund 3° höher gewesen als heute.

Für die Flora der um 800 m gelegenen rötlichen Brekzie, der *Rhododendron sordellii* fehlt und die sich auszeichnet durch *Picea abies*, *Larix decidua* – Lärche, *Populus tremula* – Espe, *Salix purpurea* und *S. alba* – Purpur- und Silberweide – und *Equisetum maximum* – Riesen-Schachtelhalm, nahm MURR an, daß sie einen etwas kühleren Abschnitt des Interglazials bekundet. Für AMPFERER (1936) reichen jedoch die Unterschiede für eine alters-

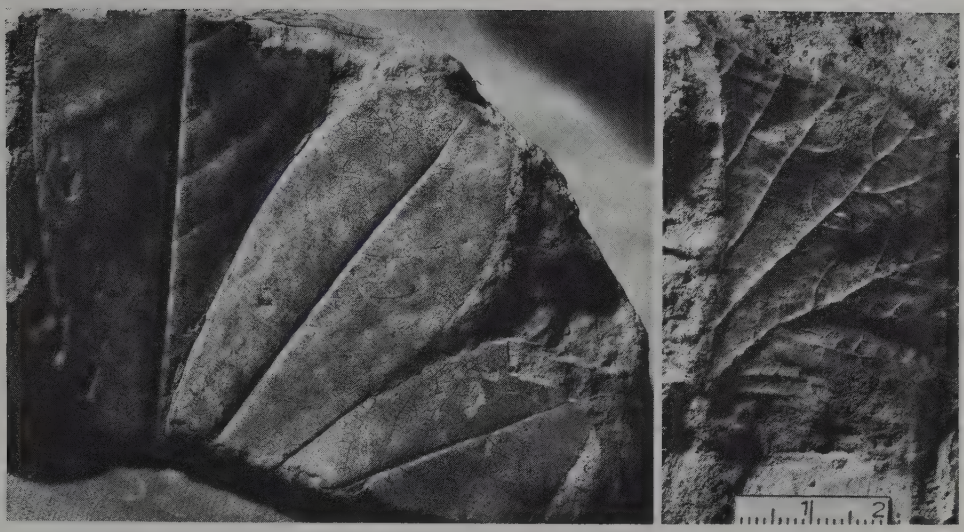


Fig. 44 Blätter von *Rhododendron sordellii*, einer großblättrigen *Rhododendron*-Art (links) und Blattrest von *Vitis* – Weinrebe (rechts), aus der Höttinger Brekzie.
Orig.: Institut für Geologie und Paläontologie der Universität Innsbruck. Photo: A. Demanega, Innsbruck.

mäßige Aufgliederung der Höttinger Brekzie nicht aus. Seit Penck wurde diese meist ins Mindel/Riß-Interglazial gestellt. H. Gams (1954) stufte sie dagegen als Riß/Würm-interglazial ein. Dies hätte auch Auswirkungen auf die Alterszuordnung der Schieferkohlen am Bayerischen Alpenrand (S. 24ff.).
Von der S-Seite des Mieminger Gebirges, vom Judenkopf, hat O. Ampferer (1907) eine bis auf nahezu 2200 m hinaufreichende, vorwiegend aus Wettersteinkalk-Komponenten bestehende Gehängeschuttbrekzie als *Judenkopf-Brekzie* beschrieben. Da sie zuweilen Kristallin-Gerölle enthält, steht ihr quartäres Alter fest. Sie wird denn auch altersmäßig mit der Höttinger Brekzie (S. 84ff.) verglichen, hat jedoch bisher keine Fossilreste geliefert. Ob sie ebenfalls in einer Warmzeit gebildet worden ist, erscheint daher nicht gesichert. Jedenfalls setzt sie für ihre Bildung ein älteres Relief und eine mindestens zuvor bis gegen 2200 m hinaufreichende Eismächtigkeit voraus.
In den im Inntal bis 300 m mächtigen Terrassensedimenten, vorab in den talnahen Bereichen, sind, neben den Schieferkohlen von Ampass E von Innsbruck, 120 m über dem Inn, fossilarme limnische Sedimente – Mehlsande und Bändertone – weit verbreitet. Diese reichen bei Baumkirchen bis 230 m über die Talsohle hinauf (Heissel, 1954). Stratigraphische Stellung und chronologische Einstufung standen lange Zeit zur Diskussion. Neben altbekannten und in einer überaus umfangreichen Literatur (J. Blaas 1885, 1890; A. Penck, 1909, 1920; R. v. Klebelsberg, 1929, 1932, 1935, 1941, 1949; H. Bobek, 1935; W. Heissel, 1954, 1978; F. Fliri et al., 1970, 1971) beschriebenen Aufschlüssen wurden in den letzten Jahrzehnten durch den Kiesabbau zahlreiche neue geschaffen, die Einblick in Aufbau und Ablagerungsgeschichte der Inntal-Terrassensedimente vermitteln.
Eine zusammenhängende, bisher ohne Fossilbelege rein lithologisch gegliederte Abfolge jungquartärer Ablagerungen ist von *Mötz* (33 km W von Innsbruck) bis hinauf auf die

Fig. 45 Aufbau der Inntal-Terrasse in der Schottergrube Maederloch W von Telfs. Über kristallinreichen, horizontal geschütteten Schottern folgt eine erste, lokal eistektonisch gestauchte Moränenlage, darüber nochmals Schotter, lokal schräggeschüttet, und darüber eine mächtige Moränendecke.

eisüberformte Hochfläche des *Mieminger Plateaus* und von Obsteig hinunter nach Nassereith ins Gurgl-Tal zu erkennen. In der Übersichtskarte von F. MACHATSCHEK (1934; Fig. 48) werden allerdings die lokal verfestigten älteren Inntal-Schotter mit hohem Kristallin-Anteil – mannigfaltige Amphibolite und Gneise, Albula-Granite, Bernina-Syenite, schieferige Grüngesteine –, Quarzite und Schiefer und mit kalkalpinen Geröllen – Verrucano, Buntsandstein, vor allem Trias-Kalke und -Dolomite, Steinsberger Lias und Radiolarite – noch als «interglaziale Nagelfluh» bezeichnet. Für ihre warmzeitliche Natur fehlen jedoch Belege. Von den höheren, reicher an kalkalpinen Geröllen ausgebildeten Partien werden sie abgetrennt. Diese werden als Inntal-Schotter bezeichnet und sind von Inn-Moräne bedeckt.

In der Kiesgrube Maederloch W von *Telfs* liegen über kristallinreichen Inntal-Terrassenschottern eine Moränenlage, dann wieder Schotter und schließlich eine mächtige Moränendecke (Fig. 45).

Auf der S-Seite des Inn, bei *Unterperfuß* S von Kematen, werden schräg gegen das Inntal einfallende und von Moräne bedeckte, sandreiche Schotter abgebaut. In der Kiesgrube Itzelranggen S von *Zirl* liegen über schräg Inntal-abwärts geschütteten sandreichen Schottern solche, die bei einem etwas höheren Eisstand des Inn-Gletschers geschüttet worden sind.

E von *Völs* sind am Blasienberg über 250 m schräg gegen das Inntal einfallende Terrassenschotter aufgeschlossen. Sie werden von Moräne unter- und überlagert und bekunden mit ihren groben und schlecht sortierten Schüttungen ebenfalls Eisrandnähe (Fig. 47).

Fig. 46 Die Inntal-Terrasse SE von Zirl mit Axams, dahinter die Saile (2403 m), links das Silltal mit dem Olperer (3476 m), rechts die Kalkkögl. Tiroler Kunstverlag Chizzali, Innsbruck-Neu Rum.

Fig. 47 Inntaler Terrassenschotter am Blasienberg bei Völs W von Innsbruck.
Über Grundmoräne liegen gegen das Inntal einfallende Schotter. Diese verzahnen sich mit Seetonen, welche in einem randlichen Eisstausee abgelagert worden sind. Über den Schottern folgt nochmals Inn-Moräne.

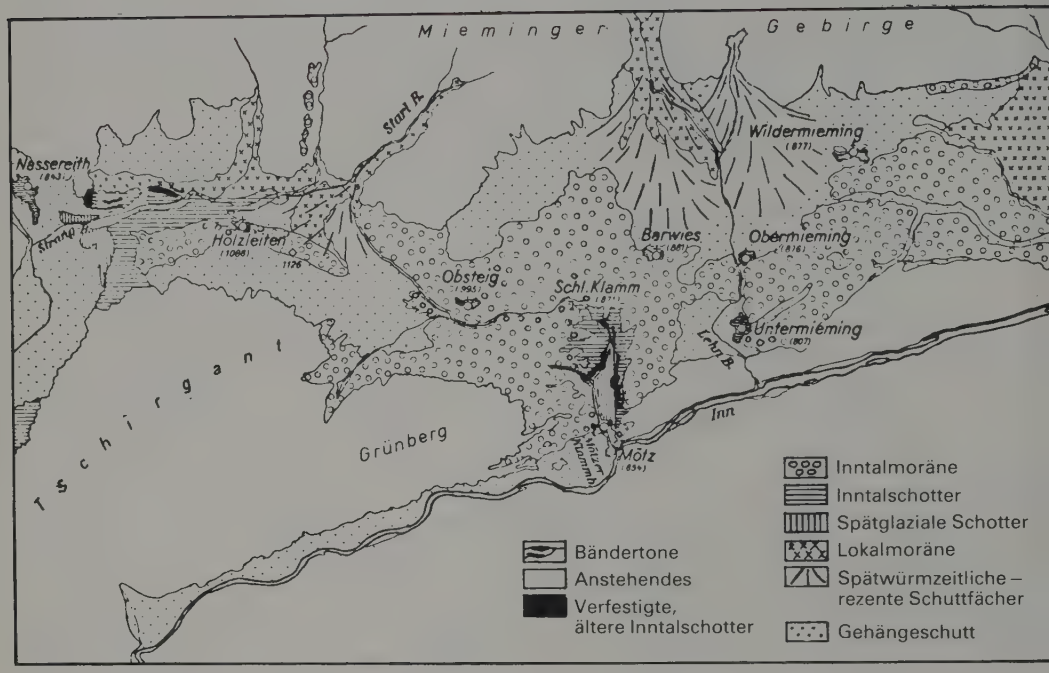


Fig. 48 Quartärgeologische Übersichtsskizze der Mieminger Hochfläche 1:111111, nach F. Machatschek, 1934.

Auf der südlichen Inntal-Terrasse wurden nach dem Abschmelzen des Eises im mittleren Spätwürm aus den Seitentälern Schuttfächer geschüttet und randliche Schmelzwässer tieften talparallele Rinnen, heute teilweise Trockentälchen, ein.

N von *Innsbruck*, am Abhang der Hungerburg-Terrasse, stehen beim «Engländergrab» über eine Distanz von über 100 m stark verfestigte, hangparallel und gegen W einfallende, kristallinreiche Schotter an, aus denen der Sand- und Feinkies-Anteil lokal ausgewaschen worden ist. R. v. Klebelsberg (1935) hat sie als altersgleich mit den Terrassenschottern betrachtet. Sie wurden am linken Ufer des Inn-Gletschers, teilweise wohl gar unter das Eis geschüttet. In einer über 1,5 km weiter NE gelegenen Schottergrube an der Straße NW von Schönblick liegt über flachliegenden Sanden und Kiesen mit schräg talwärts einfallendem und dann plötzlich mit steilem Eis-Kontakt blockige, offenbar zwischen Terrassenschottern und Eis abgelagerte Moräne mit reichlich Inn-Kristallin (Fig. 49). In der 1,5 km weiter ENE geöffneten Schottergrube beim Canisiusbrünnl fallen die tieferen Terrassenschotter schräg gegen SE ein, darüber folgen – im talparallelen Anriß – mehr oder weniger horizontale Kies-, Sand- und Siltschichten, die von mächtiger Moräne überlagert werden.

Am Kalvarienberg von *Arzl* NE von Innsbruck fand W. Resch (mdl. Mitt.) in Mehlsanden über Bändertonen, ca. 70 m über der Talsohle, Blattreste von *Dryas octopetala*.

Am Ausgang des *Vomperloch* (22 km ENE von Innsbruck) stehen schräggeschichtete, verkittete Schotter an, deren Komponenten vorab aus Wettersteinkalk und Muschelkalk bestehen. In der E anschließenden Grube werden diese Schotter von Inn-Moräne überlagert. Sie beide sind von diskordant aufliegenden, flacher schräggeschichteten kalkalpinen Schottern eines spätwürmzeitlichen Schuttfächers aus dem Vomperloch

Fig. 49 Schottergrube zwischen Mühlau und Schönblick E von Innsbruck mit ± horizontal geschichteten Sanden und Schottern mit vereinzelten Geröllen von Höttinger Brekzie und talseits (rechts) steilem, lokal vertikalem Kontakt von Moräne des weiter vorgestoßenen Inn-Gletschers. Photo: M. Ausderau, Uster ZH.

überschüttet worden. Dieser Fächer drängte den Inn, wie jener weiter SW, am Ausgang des Hall-Tales, ganz an die rechte Talseite. An den Schuttfächerfüßen entwickelten sich aufgrund urnenfelderzeitlicher Funde bereits in vorrömischer Zeit Siedlungen.

Ältere, stark zementierte Schotter, das *Ampasser Konglomerat* (Fig. 50), bauen innerhalb der Inntal-Terrasse den Palmbühl (736 m) auf (v. Klebelsberg, 1935; Heissel, 1954). Die Gerölle mit hohem Kristallin-Anteil sind gut, größere Geschiebe schlecht gerundet; einzelne dolomitische Gerölle sind verwittert, verascht.

Am Ampasser Konglomerat seitlich angelagert sind wiederum Inntal-Schotter; SE des Palmbühl schließen diese lignitartige Bänder ein, deren Pollenbild nach S. Bortenschlager und G. Patzelt (mdl. Mitt.) einen geschlossenen borealen Nadelwald mit *Pinus* und *Picea* aufdeckt. In einem höheren Horizont fand sich ein Fichten-Stamm.

NW des Palmbühl ist oberhalb der Autobahn unterhalb Inntal-Terrassenschottern Grundmoräne aufgeschlossen, die zunächst von eisrandnahen Schottern mit groben, kantengerundeten und gekritzten Geschieben überlagert wird. In analoger Stellung fand Ampferer (1924) im Erbstollen bei Schwaz und in einer Runse S von Maurach unter (hinter) den Terrassensedimenten ältere Konglomerate mit groben ortsnahen und vielen zentralalpinen Geröllen und im Erbstollen dahinter ältere Grundmoräne. Über weitere alte Brekzien-Vorkommen berichtete zuletzt H. Pirkl (1961).

Durch spätwürmzeitliche randliche Schmelzwässer ist die Inntal-Terrasse zerschnitten worden. Einzelne Rinnen setzen dabei mit gewundenem Lauf ein und erreichen weiter Inn-abwärts die Talsohle (H. Bobek, 1935). Zugleich wurden die hangwärtigen Bereiche der Terrasse von Schuttfächern überschüttet. Bedeutende Seitenbäche haben die Terrassenschotter durchschnitten und mächtige Schuttfächer in die Talsohle geschüttet. Auch im *Sill-Tal* haben sich mächtige Schotterterrassen ausgebildet. Beim Vorstoß des

Fig. 50 Das stark verfestigte Ampasser Konglomerat am Palmbühl bei Ampaß E von Innsbruck.

Inn-Eises wurden sie überfahren, dabei von Moräne bedeckt und beim Abschmelzen zerschnitten. Bei Unterberg S von Innsbruck haben sich am E-Abfall des Kleinburgstall aus kaum verfestigten Terrassenschottern Erdpyramiden gebildet. An der Basis liegen an der Sill N von Matrei über glattgeschliffenen Quarzphylliten verkittete Schotter, in die teils recht große Geschiebe eingebacken worden sind (W. Heissel, 1932).
Oft liegen die Abfolgen somit einer Grundmoräne auf, und über den höchsten Schottern stellt sich erneut Moräne ein. Sie stammt aus der Würm-Eiszeit und ihren Spätphasen, womit feststeht, daß die Schotter, Sande und Bändertone der Inntal-Terrassen vor der Überfahrung durch den Inn-Gletscher abgelagert worden sind. Da diese und ihre Moränendecke bis an die Mündung ins Alpenvorland anhalten, muß der Inn-Gletscher bis ins Rosenheimer Becken gereicht haben. Damit dürfte die Bildung in eine Zeit stagnierenden würmzeitlichen Eisaufbaues fallen, in der im Inntal aus den Seitentälern vorgestoßenes Eis lag, so daß es an den Flanken zur Bildung von Eisstauseen kam, in denen Bändertone abgelagert wurden. v. Klebelsberg (1932) erwähnt daraus einen Fischrest, später (1941) ein Geweih und (1948) Fährten. In den Bändertonen von Baumkirchen ENE von Innsbruck wurden ein Zweig von *Pinus mugo* – Legföhre, *P. silvestris*, Äste von

Fig. 51 Inntal-Terrassenschotter oberhalb der Autobahn zwischen Innsbruck und Ampaß. Über Grundmoräne folgen recht eisrandnah abgelagerte lehmige Silte und, durch eine Störung getrennt, moränenartige Schotter.

Hippophaë rhamnoides – Sanddorn und *Alnus viridis* – Grünerle, Reste eines Farns, einer Weide von *Dryas octopetala*, von Fischen sowie Fährten gefunden (F. Fliri et al., 1970, 1971, 1972; 1975, 1976b). Auch die Pollenführung – *Pinus*, *Betula*, wohl *B. nana* – Zwergbirke, *Hippophaë*, *Salix*, *Ephedra*, Gramineen und Cyperaceen, *Artemisia* – Wermut, Chenopodiaceen, *Thalictrum* – Wiesenraute, Caryophyllaceen und Asteraceen – deutet darauf hin, daß die Vegetation spärlich und locker war und – infolge des ungünstigen Klimas – nur selten zur Blüte gelangte (S. Bortenschlager in Fliri et al., 1970; V. Markgraf in Fliri et al., 1971). Die Fährten werden als Spuren am Grunde schwimmender Fische – Groppen – gedeutet (W. Resch in Fliri et al., 1970; Fliri, 1978).

An Mikroresten konnte Resch (1972) Megasporen, Moosreste, Ostracoden, Kutikula-Reste, Cladoceren und zahlreiche Chironomiden-Larven erkennen.

Die bereits zahlreichen ^{14}C-Daten bewegen sich im Abschnitt 655–681 m zwischen 30600 ± 1300 (32370 ± 600 – 29700 ± 1100 an *P. mugo* in 661 m) und 26800 ± 1300 Jahren v. h.

F. Fliri (mdl. Mitt.) stellt sich die Abdämmung des Sees, in dem die Bändertone von Baumkirchen abgelagert worden wären, durch ins Inntal austretende Schwemmfächer vor. F. Mayr (1976) sieht den Stau in einem ins Inntal vorgestoßenen Ziller-Gletscher.

Für eine Abdämmung durch Eis – sowohl durch den langsam anwachsenden Inn-Gletscher als auch später durch den Ziller-Gletscher – sprechen – neben der kühlzeitlichen Flora und Fauna – eingeschwemmte Kalk-, Kristallin- und Gangquarzgerölle. Ebenso lassen sich in den warwenartigen Ablagerungen glazigene Verwerfungen beobachten (F. Diegel, mdl. Mitt.). Auch die Beobachtung Fliris, daß sich die Ablagerungsbedingungen, vorab die Tiefe, über den ganzen Zeitraum kaum wesentlich geändert haben dürften, fügt sich ins skizzierte Bild ein.

Über die Sedimentationsdauer der Bändertone gehen die Ansichten auseinander. H. Maurer und W. Nabholz (1972) erkannten in einer Probe von 31 mm bereits 18 Zy-

klen, M. Köhler und Resch (1973) auf einem Profilmeter deren 44, ohne daß eine Zuordnung zu Jahres- oder Tagesrhythmen möglich wäre (Fliri, 1978). Daß das Prähochwürm im Inntal noch nicht geklärt ist, hat Fliri (1976) dargetan.
Nach Mayr und J. Lundqvist (mdl. Mitt.) dürfte die Jahresrate Zyklen von 7–10 cm entsprechen. Darnach hätte die Sedimentation der über 100 m mächtigen Abfolge rund 1500 Jahre (?) gedauert. Kočí (1981) nahm paläomagnetische Messungen vor.
Ein Anstieg der Eismächtigkeit um gut 100 m dürfte bei dem schwachen Gefälle des Inn-Gletschers von 5–7‰ einem Vorstoß von 22 km bis zur Mündung des Ziller-Gletschers entsprechen, was einem durchschnittlichen Eisvorstoß von 15 m/Jahr gleichkäme. Daß die Abfolge der Bändertone nicht stärker eistektonisch gestört wurde, ist wohl auf den Stau des Inn- und des Ziller-Eises zurückzuführen.
Da die Pollen-Häufigkeit im unteren Abschnitt der Bändertone von Baumkirchen (I. Bortenschlager, 1978) um gut eine Zehnerpotenz geringer ist als in den frühen Spätwürm-Sedimenten des Lansersees, war die Innsbrucker Gegend zur Bändertonzeit offenbar viel vegetationsfeindlicher als zur Zeit, als das Eis die Gegend wieder freigegeben hatte. Wahrscheinlich liefen sich die aus den südlichen Seitentälern austretenden Gletscher im Inntal tot, so daß es darin zur Bildung eines dem Zerfall nahen Eisstromes kam, der neben dem Ziller-Gletscher auch durch Lawinenschnee von der Nordseite Zuschüsse erhielt. Darauf deuten kleinere, in den Bändertonen horizontweise eingelagerte Gesteinsbrocken hin. Vorab auf der Sonnenseite wurden kleinere und größere Eisrandseen aufgestaut, in denen Bändertone abgelagert wurden. Oberhalb der Seen konnten sich zwischen Lawinenzügen schüttere Gramineen-*Artemisia*-Steppen mit einigen Sträuchern – *Betula nana*, *Pinus mugo*, *Alnus viridis* und *Salix*-Arten – halten (S. 92f.).
Auch im Polleninhalt der Schieferkohlen und humosen Sande der Inntal-Terrasse von Ampaß, die schon J. Blaas (1885, 1890) und Penck (1921) an schweizerische Vorkommen erinnert hatten, erkannte F. Firbas (1927) im Rückgang von *Picea* und im Anstieg von *Pinus silvestris*, *P. mugo* und *P. cf. cembra* sowie im hohen Anteil an Nichtbaumpollen eine zunehmende Verarmung der Wälder.
Deuterium-Analysen an fossilen Hölzern (W. E. Schiegl & P. Trimborn in Fliri, 1978) ergaben eine um 5° tiefere Mitteltemperatur gegenüber heute.
Im Unterinntal treten verfestigte Schotter im Gebiet des Thiersees und S des Walchsees, am N-Fuß des Zahmen Kaisers, auf. SW des Vorderen Thiersees enthalten die flachliegenden kalkalpinen Schotter zwischen 900 und 1020 m einzelne zentralalpine Gerölle (F. Levy, 1922). Die Vorkommen S des Walchsees liegen zwischen 800 und 900 m und lassen sich bis ins Habersauer Tal verfolgen (Ampferer, 1933). Obwohl sich nirgends eine direkte Überlagerung durch Inntal-Terrassensedimente beobachten läßt – die Schotter überragen sie hoch – werden sie als älter betrachtet. Weitere vergleichbare Vorkommen sind von der S-Seite des Kaiser-Gebirges, aus dem Seebachgraben um 800 m, sowie aus dem bayerischen Inntal bei Brannenburg bekannt geworden.
Eine prähochwürmzeitliche Fauna mit *Ursus spelaeus*, *Felis spelaea* – Höhlenlöwe und *Crocuta spelaea* – Höhlenhyäne – ist aus der Tischofer Höhle im Kaisertal bei Kufstein bekannt geworden (S. 135).
Auch in den Terrassensedimenten des bei Wörgl mündenden *Brixen-Tales* sind zwischen dem austretenden Windau-Tal und Hopfgarten dünne Schieferkohle-Lagen eingeschaltet (F. v. Richthofen, 1861; J. Blaas, 1893). Nach F. Firbas (1927) entstammt die Kohle einer *Picea*-Zeit; die höheren Lagen enthalten daneben vorab *Pinus* und bekunden ein eher etwas kühleres Klima eines Frühwürm-Interstadials.

Fig. 52 Brixlegg im Unterinntal mit dem Stadtberg. N des Inns: die eisüberprägte Hochfläche von Mosen-Haus, im Hintergrund Zahmer- und Wilder Kaiser. Tiroler Kunstverlag CHIZZALI, Innsbruck-Neu Rum.

Aus Stausee-Sedimenten der *Inntal-Terrasse* mit einem ^{14}C-Datum > 25000 Jahren v. h. erkannte R. HUCKRIEDE (1982) E des *Rofan-Gebirges* anhand von Großresten Floren-Elemente der Alpmatten, der Kar- und Hochstauden-Flur, der Schutthalden der alpinen Stufe und Arten der oberen subalpinen Stufe, jedoch ohne Reste von Legföhren oder Grünerlen: *Carduus defloratus* – Berg-Distel, *Cirsium spinosissimum* – Alpen-Kratzdistel, *Cerinthe glabra* – Wachsblume, *Ranunculus montanus* – Berg-Hahnenfuß, *Callianthemum coriandrifolium* – Schmuckblume, *Ajuga pyramidalis* – Günsel, *Dianthus superbus* – Pracht-Nelke. Daneben fand er hohe Anteile an Arten, die an gleichaltrige Floren aus den Talauen der Lahn in Hessen erinnern: *Euphorbia cyparissias* – Zypressen-Wolfsmilch, *Silene vulgaris*, *S. willdenowii* – Leimkraut, *Thalictrum alpinum* – Wiesenraute, *Scabiosa*, *Linum perenne* – Lein – und *Viola tricolor* – Stiefmütterchen.

Im Mündungsgebiet des *Pitztales* liegen über Bändertonen feine Mehlsande, die in der Terrasse von Arzl in bedeutender Mächtigkeit auftreten und von Schmelzwässern des Pitz-Gletschers gegen den Inn-Gletscher geschüttet worden sind. Um 800 m werden sie von horizontalen Sanden und Schottern überlagert. W von Arzl und in der Terrasse von Imst–Tarrenz reichen sie bis auf 1000 m hinauf (AMPFERER, 1932 Kd).

N von Imst floß bis ins frühe Spätwürm Inn-Eis gegen W über das Hahntennjoch (1882 m) ins Lechtal, was durch zentralalpine Geschiebe unterhalb von Elmen belegt wird.

Die quartären Sedimente sind in der Talsohle bei Innsbruck über 369 m mächtig (Bohrung 1982, beim Flugplatz; Prof. W. RESCH, schr. Mitt.). Bis auf 365 m hinunter wurde im Unterinntal noch kein Fels erbohrt (v. KLEBELSBERG, 1952).

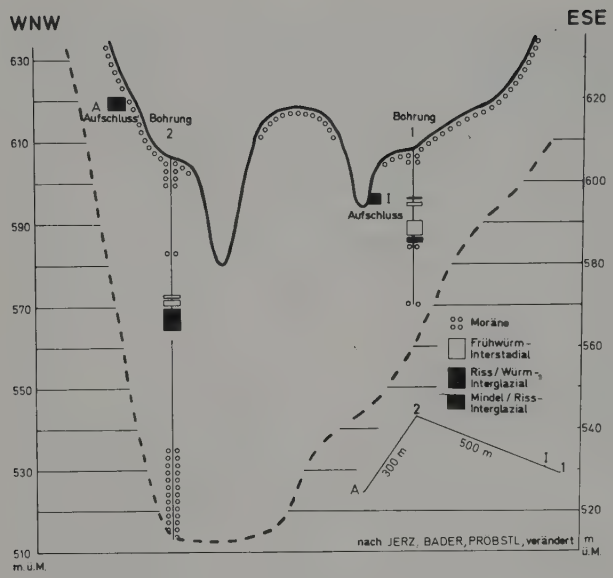


Fig. 53 Profil durch die Gegend vom Samerberg mit den Pollen-Bohrungen. E. GRÜGER, schr. Mitt.

Die jungpleistozäne Vegetationsabfolge am Samerberg in Oberbayern

Zur Vegetationsentwicklung im letzten Interglazial und in den frühwürmzeitlichen Interstadialen bietet das zwischen zwei Moränen gelegene Pollenprofil durch die 13 m mächtigen Seetone und -schluffe vom Samerberg am rechtsseitigen Inn-Durchbruch einen wichtigen Beitrag (E. GRÜGER, 1972, 1979). Dort wurde spätestens in der ausgehenden Riß-Eiszeit durch eine Moräne des abschmelzenden Inn-Eises bis auf eine Spiegelhöhe von 665 m ein anfangs mehrere km² großer und bis 70 m tiefer See abgedämmt, der so lange bestand, bis eine seitliche Zunge des wieder vorstoßenden würmzeitlichen Inn-Eises das Becken erneut füllte (GRÜGER; H. JERZ, K. BADER & M. PRÖBSTL, 1979).
Die Vegetationsentwicklung zeigt in ihrem wärmsten Abschnitt riß/würm-interglaziale Merkmale, vorab eine für SE-Deutschland charakteristische Eibenzeit. Die Eibe dürfte damals kurzfristig nicht nur Standorte der Laubbäume eingenommen, sondern auch die Fichte verdrängt haben. Dies deutet auf ein Klima hin, das ebenfalls die Fichte beeinträchtigt hat: milde, durch das Auftreten von *Ilex* – Stechlaub – charakterisierte Winter und zeitweilige Dürrezeiten mit verminderter Sedimentationsrate. Ein allfälliges höheres, holsteinzeitliches Alter (Bd. 1, S. 156) ist aus vegetationsgeschichtlichen Gründen auszuschließen; es läßt sich stratigraphisch nicht vertreten.
Das älteste Frühwürm-Interstadial ist durch einen Klima-Rückschlag gekennzeichnet. Darüber folgt mindestens ein weiteres, fragmentarisch noch eines. GRÜGER möchte das älteste dem Brörup-, das jüngere dem Odderade-Interstadial gleichsetzen.
Refraktionsseismische Messungen und geoelektrische Tiefensondierungen ließen im Beckentiefsten noch ältere Seesedimente erwarten, was 1981 durch eine Forschungsbohrung bestätigt wurde.
In der Bohrung Samerberg 2 sind unter 7 m Würm-Moräne ein differenziertes Frühwürm mit mehreren Humuszonen, das Riß/Würm-Interglazial und das Spätriß durchfahren worden. Darunter folgen 22 m Riß-Moräne, die dem Felsuntergrund – Kössenerschichten – aufliegt (H. JERZ, 1982; Fig. 53).

Die pollenanalytische Untersuchung von GRÜGER (1982) hat bisher den Nachweis von Sedimenten einer älteren Warmzeit ergeben. Diese dürfte wahrscheinlich das Mindel/Riß-Interglazial bekunden, da sie sich durch eine Fichten- und Tannen-Vormacht, durch nur geringe Eichen-Anteile, bis 9% *Taxus* und 15% *Buxus*, vor allem aber durch bis 9% *Pterocarya* pollenfloristisch vom Riß/Würm-Interglazial unterscheidet.

Präwürmzeitliche Schotter im Vorfeld des Inn-Gletschers

Als Relikte mittelpleistozäner Schotter betrachtet O. GANSS (1977K, 1980K) am Alpenrand und im Vorland auftretende verbackene, nur undeutlich geschichtete Nagelfluh aus kleinen, kalkalpinen Geröllen mit zuweilen größeren und eckigen Komponenten, wie sie im eisüberschliffenen Kirchhügel von Aschau als Aschauer Nagelfluh anstehen und bereits von C. W. v. GÜMBEL (1861) beschrieben worden sind. GANSS möchte sie der Mindel-Eiszeit (?) zuweisen.
Analoge verkittete Schotter stehen auf Frauenchiemsee sowie im Traun-Tal an, wo sie von E. BRÜCKNER (1886) und C. TROLL (1924) den Hochterrassenschottern, von GANSS (1977) der Mindel-Eiszeit (?) zugewiesen worden sind.
Für das wannenförmig ausgeweitete Tal der Tiroler Ache, die S von Marquartstein ins Zungenbecken des Chiemsee-Gletschers austritt, war das prä- und postglaziale Relief von Bedeutung (J. GAREIS, 1982). Dabei traf das anrückende Eis auf vorgezeichnete Poljen, in denen eine Tieferlegung der Sohle gelang. Beim Eisabbau wirkten die so entstandenen Schwellen als Barrieren und förderten den Zerfall.

Zitierte Literatur

AMPFERER, O. (1907): Über Gehängebreccien der nördlichen Kalkalpen – Jb. kk. GRA, *57/4*.
– (1914): Über die Aufschließung der Liegendmoräne unter der Höttinger Breccie am östlichen Weiherburggraben bei Innsbruck – Z. Glkde., *8*.
– (1921): Über die Bohrung von Rum bei Hall in Tirol – Jb. G Staats-A, *71/1–2*.
– (1924): Erläuterungen zur Geologischen Spezialkarte der Republik Österreich: Blatt Lechtal (5045), Zirl–Nassereith (5046), Innsbruck–Achensee (5047), Landeck (5145) – GBA, Wien.
– (1927): Geologische Profile aus dem Gebiete des Kössener Beckens – Jb. GBA, *77/1–2*.
– (1933): Geologischer Führer für das Kaisergebirge – GBA, Wien.
– (1936): Beiträge zur Geologie der Hungerburgterrasse bei Innsbruck – Jb. GBA, *86/3–4*.
– et al., (1932Ka–d): Geologische Karte der Lechtaler Alpen 1:25000: Klostertaler Alpen (a), Arlberg-Gebiet (b), Parseier Spitz-Gruppe (c), Heiterswand und Mutterkopfgebiet (d), m. Erl. – GBA Wien.
BLAAS, J. (1885): Über die Glazialformation im Inntale – Z. Ferdinandeum Innsbruck, (4)*29*.
– (1890): Erläuterungen zur geologischen Karte der diluvialen Ablagerungen in der Umgebung von Innsbruck – Jb. g. Reichsanst. Wien, *40*.
– (1893): Diluvialtorf bei Hopfgarten – Vh. G kk RA.
BOBEK, H. (1935): Die jüngere Geschichte der Inntalterrasse – Jb. GBA, Wien, *85*.
BORTENSCHLAGER, I., & S. (1978): Pollenanalytische Untersuchung am Bänderton von Baumkirchen (Inntal, Tirol) – ZGG, *14/1*.
BRÜCKNER, E. (1886): Die Vergletscherung des Salzach-Gebietes – Ggr. Abh., *1* – Wien.
BRUNNACKER, K. (1962): Das Schieferkohlenlager vom Pfefferbichl bei Füssen – Jber. Mitt. oberrh. g Ver., NF, *44*.
CADISCH, J., et al. (1963K, 1968): Bl. Scuol/Schuls-Tarasp, m. Erl. – GAS – SGK.
ESCHER, ARN. (1845): Beiträge zur Kenntnis der Tiroler und Vorarlberger Alpen – N. Jb. Min. Geol. (1845).
FILZER, P. (1967): Das Interglazial Riß/Würm von Pfefferbichl bei Buching im Allgäu – Vorzeit, *1967/1–4*.
FIRBAS, F. (1927): Beiträge zur Kenntnis der Schieferkohlen des Inntales und der interglazialen Waldgeschichte der Ostalpen – Z. Glkde., *15*.

Fliri, F. (1975): Das Inntal-Quartär im Westteil der Gnadenwaldterrasse – In: Tirol, ein geographischer Exkursionsführer – Innsbr. Ggr. Stud., *2*.
– (1976a, 1978): Die Inntalterrasse östlich von Innsbruck und der Bänderton vom Baumkirchen – In Frenzel, B., et al.
– (1976b): Völs, Hall, Mils, Fritzens, Oelberg und further opportunities for confusing the Alpine Würm chronology – ZGG, *12*/1.
–, Bortenschlager, S., Felber, H., Heissel, W., Hilscher, H., & Resch, W. (1970): Der Bänderton von Baumkirchen (Inntal, Tirol), eine neue Schlüsselstelle zur Kenntnis der Würm-Vergletscherung der Alpen – Z. Glkde., *6*/1–2.
–, Hilscher, H., & Markgraf, V. (1971): Weitere Untersuchungen zur Chronologie der alpinen Vereisung (Bänderton von Baumkirchen, Inntal, Nordtirol) – ZGG, *7*/1–2.
–, Felber, H., Hilscher, H. (1972): Weitere Ergebnisse der Forschung am Bänderton von Baumkirchen (Inntal, Nordtirol) – ZGG, *8*/1–2.
Frenzel, B. (1973): Bericht über die im Anschluß an die DEUQUA-Tagung 1972 durchgeführte mehrtägige quartärgeologische Exkursion in das bayerisch-schwäbische Alpenvorland – E + G, *23/24*.
– (1976a, 1978b): Das Interglazial vom Pfefferbichl bei Buching, Landkreis Füssen – In: Frenzel B., et al.
– (1976b, 1978b): Über das geologische Alter einiger Interglazialvorkommen im südlichen Mitteleuropa – In: Frenzel, B., et al. (1976, 1978): Führer zur Exkursionstagung des IGCP-Projektes 73/I/24 «Quarternary Glaciations in the Northern Hemisphere» vom 5.–13. Sept. 1976 in den Südvogesen, im nördlichen Alpen-Vorland und in Tirol – Stuttgart-Hohenheim, Bad Godesberg.
–, & Vodičková, V. (1972): Führer zu den Exkursionen der 16. wissenschaftlichen Tagung der Deutschen Quartärvereinigung – Stuttgart-Hohenheim.
Gams, H. (1954): Neue Beiträge zur Vegetations- und Klimageschichte der nord- und mitteleuropäischen Interglaziale – Experientia (1954)/10 – Basel.
Ganss, O. (1977k): Bl. 8140 Prien a. Chiemsee, Bl. 8141 Traunstein, m. Erl. – GK Bayern 1:25000 – Bayer. GLA, München.
– (1980k): Bl. 8239 Aschau i. Chiemgau, m. Erl. – GK Bayern 1:25000 – Bayer. GLA, München.
Gareis, J. (1982): Der Einfluß des prä- und postglazialen Reliefs auf den Abbau der alpinen Vergletscherung – In: Suter, J., ed.: Kurzfassungen der Vorträge – Hauptversammlung der Deutschen Quartärvereinigung in Zürich – Phys. Ggr. U. Zürich, 5.
Grüger, E. (1979a): Die Seeablagerungen vom Samerberg/Obb. u. ihre Stellung im Jungpleistozän – E + G, *29*.
– (1979b): Spätriß, Riß/Würm und Frühwürm am Samerberg in Oberbayern – ein vegetationsgeschichtlicher Beitrag zur Gliederung des Jungpleistozäns – G Bavarica, *80*.
– (1982): Ein weiteres Interglazial am Samerberg in Oberbayern – In: Suter, J., ed.: Kurzfassungen der Vorträge – Hauptversammlung der Deutschen Quartärvereinigung in Zürich – Phys. Ggr. U. Zürich, 5.
Gümbel, C.W. v. (1861): Geognostische Beschreibung des bayerischen Alpengebirges u. seines Vorlandes – Gotha.
Heissel, W. (1932): Quartärgeologie des Silltales – Jb. GBA, *82*/3–4.
– (1951): Beiträge zur Tertiär-Stratigraphie und Quartärgeologie des Unterinntales – Jb. GBA, Wien, *94*.
– (1954): Beiträge zur Quartärgeologie des Inntales – Jber. GBA, Wien, *97*.
– (1978): Inntalquartär im südöstlichen Inn-Mittelgebirge, im Raum Fritzens-Baumkirchen und im Gelände von Hötting b. Innsbruck – Exkursionsführer zur Herbsttagung der Österr. Geol. Ges. in Innsbruck 8.–10. September 1978.
Hieronymi, C. (1978): Die quartären Ablagerungen am Ausgang des Pitztals/Tirol – GP Mitt. Innsbruck, 7/4.
Höfle, H. Ch. (1969): Ein neues Interstadialvorkommen im Ammergebirgsvorland – E + G, *20*.
– (1974): Stauseeablagerungen bei Steingaden im Ammergebirgsvorland – E + G, *23/24* (1973).
Huckriede, R. (1982): Paläoklimatische Aussagen neuer weichselzeitlicher Pflanzenfunde in Hessen und Tirol – In: Suter, J., ed.: Kurzfassungen der Vorträge – Hauptversammlung der Deutschen Quartärvereinigung in Zürich – Phys. Ggr. U. Zürich, 5.
Husen, D., van (1979): Verbreitung, Ursachen und Füllung glazial übertiefter Täler.
Jerz, H. (1980): Die Forschungsbohrung Samerberg I – In: Ganss, O. (1980k).
Jerz, H., Bader, K., & Pröbstl, M. (1976, 1978): Zur Geologie des Interglazialvorkommens von Samerberg bei Nußdorf am Inn – In: Frenzel, B., et al. (1976, 1978).
– (1979): Zum Interglazialvorkommen am Samerberg bei Nußdorf am Inn – G Bavarica, *80*.
– (1982): Ergebnisse der Forschungsbohrung Samerberg 2 (1981) in Oberbayern – In: Suter, J., ed.: Kurzfassungen der Vorträge – Hauptversammlung der Deutschen Quartärvereinigung in Zürich – Phys. Ggr. U. Zürich, 5.
Jung, W., Beug, H. J., & Dehm, R. (1972): Das Riß/Würm-Interglazial Zeifen, Landkreis Laufen a. d. Salzach – Abh. Bayer. Akad. Wiss., math.-natw. Kl., NF, *151*.

Katschthaler, H. (1930): Neue Beobachtungen im Gelände der Höttinger Breccie – Jb. GBA, *80*/1–2.
Klaus, W. (1975): Das Mondsee-Interglazial, ein neuer Florenfundpunkt der Ostalpen – Oberösterr. Museal-ver., *120*/1.
Kläy, L. (1957): Geologie der Stammerspitze. Untersuchung im Gebiete zwischen Val Sinestra, Val Fenga und Samnaun (Unterengadin) – Ecl., *50*/2.
Klebelsberg, R. v. (1929): Neue Aufschlüsse im Gelände der Höttinger Breccie – Z. Glkde., *17*.
– (1932): Ein Fischfund in den Bändertonen des Inntals (Tirol) – Z. Glkde., *20*.
– (1935): Geologie von Tirol – Berlin.
– (1941): Ein Geweihfund in den «Bändertonen» des Inntals (Tirol) – Z. Glkde., *27*.
– (1948, 1949): Handbuch der Gletscherkunde und Glazialgeologie, *1*, *2*. – Wien.
– (1952): Die Tiefe der Alpentäler – Vh. SNG Luzern (1951).
Kočí, A. (1981): Paleomagnetic research into the laminated silts at the locality of Baumkirchen (Inntal, Tirol) – ZGG, *16*/1 (1980).
Köhler, M. & Resch, W. (1973): Sedimentologische, geochemische und bodenmechanische Daten zum Bänderton von Baumkirchen (Inntal/Tirol) – Veröff. U. Innsbruck, *86*.
Levy, F. (1922): Die quartäre Formenentwicklung der Schlierseer Berge und ihrer Nachbarschaft – Ostalpine Formenstud., *1*/2.
Machatschek, F. (1933): Tal- und Glazialstudien im oberen Inngebiet – Mitt. Ggr. Ges. Wien, *76*.
– (1934): Beiträge zur Glazialgeologie des Oberinntales – Mitt. Ggr. Ges. Wien, *77*.
Mangelsdorf, J. (1970): Beiträge zur Sedimentologie des Inntalquartärs – Festbd. G I. 300-Jahr-Feier U. Innsbruck. In: Mostler, H., et al. (1971): Beiträge zur Mikrofazies und Stratigraphie von Tirol und Vorarlberg – Innsbruck – München.
Maurer, H., & Nabholz, W. (1972): Korngrößen-Untersuchung einer Bändertonprobe von Baumkirchen – ZGG, *8*/1–2 (1972).
Mayr, F. (1976): The Oelberg paleomagnetic events and the problem of radiocarbon dates around 28 years B. P. – Project 73/I/24 Quaternary glaciations Northern Hemisphere, Report *3* – Prague.
Mignon, K. (1971): Datierung von Holzfunden in Talverschüttungen im Montafon, Kaunertal und Zillertal – ZGG, *7*/1–2.
Murr, J. (1926): Neue Übersicht über die fossile Flora der Höttinger Breccie – Jb. GBA Wien, *76*.
Mutschlechner, G. (1953): Aus der Geologie der Achenseefurche – Schlern-Schr., *101* – Innsbruck.
Paschinger, H. (1950): Morphologische Ergebnisse einer Analyse der Höttinger Breccie bei Innsbruck – Schlern–Schr., *75* – Innsbruck.
– (1957): Klimamorphologische Studien im Quartär des alpinen Inntales – Z. Geomorph., NF, *1*.
Patzelt, G. ed. (1978): Führer zur Tirol-Exkursion anläßlich der 19. wissenschaftlichen Tagung der Deutschen Quartärvereinigung 3. bis 5. Sept. 1978: Innsbrucker Raum und Ötztal – Innsbruck.
– (1976): Der Gletscherschliff bei Zirl und die würmzeitliche Glazialerosion im mittleren Inntal – ZGG, *12*/1.
Penck, A., Brückner, E., & du Pasquier, L. (1894): Le Système glaciaire des Alpes – Guide Congr. géol. internat., 6e session Zurich 1894 – B. Soc. SN Neuchâtel.
Penck, A. (1921): Die Höttinger Breccie – Abh. preuß. Akad. Wiss., phys.-math. Kl., *2* (1920).
Pichler, A. (1857): Fossile Pflanzen aus dem Conglomerate von Innsbruck – Jb. G Reichs-A., *8*/3, 4.
Pirkl, H. (1961): Geologie des Trias-Streifens und des Schwazer Dolomits südlich des Inn zwischen Schwaz und Wörgl (Tirol) – Jb. GBA, Wien, *104*.
Reich, H. (1952): Zur Vegetationsentwicklung des Interglazials von Großweil – E + G, *2*.
– (1953): Die Vegetationsentwicklung der Interstadiale von Großweil-Ohlstadt und Pfefferbichl im Bayerischen Alpenvorland – Flora, *140*.
Resch, W. (1972): Mikropaläontologische Untersuchungen im Bänderton von Baumkirchen (Inntal, Tirol) – ZGG, *8*/1–2 (1972).
Richthofen, F. v. (1862): Die Kalkalpen von Vorarlberg und Nordtirol, 2. Abteilung – Jb. G. Reichs-A., *12*/2 (1861/62).
Staub, R. (1934): Grundzüge der alpinen Morphologie – Denkschr. SNG, *69*/1.
– (1952): Der Paß von Maloja, seine Geschichte und Gestaltung – Jber. NG Graubünden, *83*.
Stephan, W. (1970): Frühwürmzeitliche Schieferkohlevorkommen im Bereich des östlichen Isar-Vorlandgletschers – G Bavarica, *63*.
Unger, F. (1852): Versuch einer Geschichte der Pflanzenwelt – Wien.
Wehrli, H. (1928): Monographie interglazialer Ablagerungen im Bereich der nördlichen Ostalpen zwischen Rhein und Salzach – Jb. GBA, *28*/3–4.
Wettstein, R. v. (1892): Die fossile Flora der Höttinger Breccie – Denkschr. Akad. Wiss. Wien, *59*, math.-natw. Kl.

Der hoch- und spätwürmzeitliche Inn-Gletscher in Bayern und in Tirol

Das Molasse-Relief im Bereich des frontalen würmzeitlichen Inn-Gletschers

Bei dem tief ins Alpen-Vorland ausgetretenen Inn-Gletscher zeigt die Molasse-Oberfläche ein vorab auf glaziäre Auskolkung und Ausräumung durch Schmelzwässer sowie auf interglaziale und interstadiale Inn-Läufe zurückzuführendes Relief. Die in den Zungenbecken des Ölkofener Rückschmelzstadiums ausgeprägten Hohlformen gehen dabei auf präwürmzeitlich gebildete Urtäler zurück, wie sich dies A. Penck (in Penck & Brückner, 1901) und K. Troll (1924) vorgestellt und was M. Müller & H. Unger (1973) W des Inn bei den Tälern der Attel und der Moosach, E des Inn bei jenem der Murn seismisch und durch Bohrungen aufgezeigt haben. Dabei setzen sich die Urtäler außerhalb der Zungenbecken bis an oder unter die Endmoränen des äußersten Eisrandes, des Stadiums von Kirchseeon, fort. W des Inn steht die Bildung des Gewässersystems in Zusammenhang mit der Ausräumungsfläche um 400 m ü. M. Eine höher gelegene Ausräumungsfläche um 440–450 m greift noch weiter gegen W und hat an den Molassesockeln Einebnungsflächen geschaffen.
Zur tiefsten Inn-Rinne, deren Sohle auf 325–340 m Meereshöhe erbohrt worden ist, zeichnen sich W von Wasserburg und unter dem Murn-Zweigbecken Zuflüsse ab. Dabei folgt der heutige Inn bis Attel dem früheren Lauf; dort trennt er sich von der heute eingedeckten, gegen ENE abbiegenden alten Rinne. Ihre tiefste Ausräumung liegt zwischen Rosenheim und Attel um 100 m unter der heutigen Talsohle und ist – im Gegensatz zu den flächenhaften Ausräumungen der höheren Niveaus – steilwandig und eng.
Der Leizach-Gars-Tallauf erweist sich als recht flachgründig; die Urtäler der Zungenbecken waren bis hoch hinauf plombiert (Müller & Unger, 1973).

Die äußersten Randlagen des Inn-Gletschers in Bayern

Am Alpenrand breitete sich das im Inntal eingeengte Eis fächerartig aus. Dabei floß es beidseits um die äußersten Flyschberge herum.
Eine erste Zunge des gegen W vorgestoßenen würmzeitlichen Eises erfüllte noch das Becken des Deisenrieder Mooses und schüttete bei Deisenried NE von Hundham auf 830 m Höhe einen äußersten Stirnwall zwischen dem Schwarzenberg und der von rißzeitlicher Moräne bedeckten südlichsten Molasse-Anhöhe. An ihr stieg der äußerste würmzeitliche Wall zunächst gegen NE zum Hocheck (904 m) an und fiel dann gegen W wieder ab (U. Pflaumann & W. Stephan, 1968k). SW von Niklasreut drängte das Inn-Eis seine randlichen Schmelzwässer und jene des bei Hundham stirnenden Leitzach-Gletschers gegen NW ab (S. 67). Bei Parsberg durchbrachen diese den weiter gegen NW ausholenden äußersten Wall, der nun bis Grub NE von Holzkirchen erst der Schlierach, den Schmelzwässern des Schliersee-Lappens des Leitzach-Gletschers, und dann jenen des Mangfall-Gletschers den Weg wies. Bei Grub, bei der Mündung randlicher Schmelzwässer des Isar-Gletschers, durchbrachen diese den äußersten Wall und flossen unter dem Inn-Eis gegen das Zentrum des Rosenheimer Beckens, was sich heute in dem in die Obere Süßwassermolasse eingeschnittenen Lauf der Mangfall abzeichnet (S. 64).

Vom Mangfall-Durchbruch läßt sich der äußerste Endmoränenwall in weitgespanntem Bogen E von München über Kirchseeon – Haag – Lengmoos N von Wasserburg bis an den Inn verfolgen. Dabei fingert er in den frontalsten Partien in mehrere dicht hintereinander gelegene Staffeln auf. Aus mehreren Gletschertoren ergossen sich flachste Sanderkegel, die sich zur weiten Fläche der Münchner Niederterrasse vereinigt haben. SE von Hohenlinden hat sich zwischen dem äußersten Wall und dem vom rißzeitlichen Inn-Gletscher überfahrenen Altmoränen-Gebiet wiederum eine randliche, zum Inn abfließende Rinne ausgebildet.

SE des Inn-Durchbruches biegen die äußersten Wälle zunächst wieder zurück, buchten dann erneut aus und umschließen noch das Becken des Chiemsees. Dieses ist vom außerhalb des Alpenrandes fächerförmig sich verbreiternden Tiroler Ache–Chiemsee-Gletscher ausgekolkt worden, der von Frasdorf über die Ratzinger Höhe bis Schnaitsee mit dem Inn-Gletscher zusammenhing.

Am W-Rand des Inn-Gletschers konnte P. Peschke (schr. Mitt.) zwischen den äußersten Würm-Endmoränen, dem Stadium von Kirchseeon und demjenigen von Ebersberg im abflußlosen Becken des Pienzenauer Filz in einem 5,38 m tiefen Profil zwei kräftige Rückschläge der Baumpollen – *Pinus* und *Betula* – bis auf 22 bzw. 20% mit gleichzeitig hohen Anteilen an *Artemisia* (34 bzw. 30%) feststellen. Dazwischen und anschließend zeichnen sich noch zwei weitere Nichtbaumpollen-Spitzen mit 48 bzw. 37% Baumpollen ab, bei denen jedoch die *Artemisia*-Werte nur auf 10 bzw. 4,5% ansteigen. Wenn auch eine Deutung dieser Spitzen noch verfrüht ist – die letzte entspricht wohl der Jüngeren Dryaszeit – so sind diese markanten Kühl-Phasen in der ersten Erwärmungszeit im frontalen Bereich des Inn-Gletschers bemerkenswert. Ob sie mit solchen des Rhone-Gletschers verglichen werden können (Bd. 2, S. 582), bleibt abzuwarten.

Würmzeitliche Endlagen und die Zungenbecken von Inn/Achen- und Saalach/Salzach-Gletscher

Wie im Ablationsbereich des Bodensee- und des Linth/Rhein-Gletschers, so stellen sich auch beim stirnenden Inn-Gletscher mehrere ± konform verlaufende Moränen um das Rosenheimer Becken ein. In diesem liegen nach E. Veit (in H. Wolff et al., 1973) rund 250 m quartäre Ablagerungen. A. Penck (1909) und K. Troll (1924, 1925, 1926) unterschieden mehrere Stadien, die sich mit denen des Rhein-Gletschers parallelisieren lassen. Auf den äußersten mehrstaffeligen Endmoränengürtel von *Kirchseeon*, der in die gegen die Donau abdachende Münchner Schotterebene übergeht, folgt als nächster derjenige von *Ebersberg*, bei dem sich einige von Stirnlappen erfüllte Zweigbecken abzeichnen.

Im nächsten, wiederum durch mehrere Staffeln gekennzeichneten *Stadium* von *Ölkofen* hat sich die Ausbildung von Teillappen weiter verstärkt.

Gegen NE hing das Inn-Eis – einerseits über das glazial überprägte Gebiet des Niederndorfer Berges (1055 m), den Sattel von Sachrang (740 m) und das Prien-Tal, anderseits N und S des Kaiser-Gebirges mit Zuschüssen vom Zahmen Kaiser (2002 m) über Leiten–Walchsee–Kössen, über Söll–Ellmau (812 m)–St. Johann und über Kirchberg – mit dem aus den Kitzbühler Alpen gegen N abfließenden *Tiroler Ache-Gletscher* zusammen.

In weiten Endmoränenbögen stand dessen Zungenbecken im Würm-Maximum und im Ebersberger Stadium noch mit dem frontalen Inn-Eis in Verbindung. Erst mit den Staffeln der inneren Jung-Endmoränen, die noch das flache Becken des Chiemsees umschließen, wurde das Ablationsgebiet des Achen-Gletschers selbständig (Troll, 1924).

Von Kössen floß ein Arm des Achen-Gletschers gegen E über Reit im Winkl–Seegatterl zum *Traun-Gletscher*. Anderseits hing der Achen-Gletscher bereits von Erpfendorf über den Sattel von Waidring (775 m) mit dem *Saalach-Gletscher* zusammen. Dieser vereinigte sich SW von Salzburg mit dem *Salzach-Gletscher*. Beim mehrmaligen Vorstoß hatten die beiden ein in mehrere Zweigbecken gegliedertes Zungenbecken in die Molasse gekolkt und ihre Fronten weit nach N und NE vorgetrieben.

Daher zeichnet sich im frontalen Achen- und im Saalach/Salzach-System eine mit dem Inn-Gletscher übereinstimmende Gliederung ab: ältere, lokal verkittete würmzeitliche Schotter, die im Hochglazial überfahren wurden, im Hochwürm drei Endmoränensysteme und im beginnenden Spätwürm zunächst die Bildung von Eisstauseen und später von Schmelzwasserseen (E. Ebers, 1955).

Weiter im E und im SE schließen Bereiche an, die neulich von D. van Husen (1968, 1977) zusammenfassend dargestellt worden sind.

Wie im Rhein-System wurden auch die Becken bereits beim Vorstoß der würmzeitlichen Gletscher geformt und ausgekolkt.

Ein nächstes, das rund 25 km einwärts gelegene *Stadium* von *Stephanskirchen*, zeichnet sich um Rosenheim ab. Zwischen diesem (= Konstanzer = Hurden-Stadium) und dem Stadium von Ölkofen (= Stein am Rhein = Zürich) stellen sich im Bereich des stirnenden Inn- und des Achen-Gletschers, wie weiter W, im Gebiet des Starnberger- und des Ammer-Sees, Drumlin-Scharen und noch existente oder bereits verlandete Seen ein.

Über die Höhe der würmzeitlichen Gletscheroberfläche im Inntal geben Schliffgrenzen, hochgelegene Rundhöcker und Erratiker verläßliche Hinweise (G. Mutschlechner, 1949; H. Heuberger, 1952). Darnach läßt R. Weinhardt (1973) die Eisoberfläche von Kufstein von 1800 m über Brixlegg (2000 m) bis Innsbruck auf 2300 m ansteigen. Am Tschirgant (2372 m) E von Imst reichen Erratiker – Quarzitische Gneise, Glimmerschiefer, Granite und Hornblendegneise – bis auf den Gipfelgrat, bis auf 2240 m; eine Eisüberprägung zeigt sich jedoch bis auf 2350 m (R. v. Klebelsberg, 1935, 1942).

Die spärlichen Geschiebe – E des Hafelekar auf 2275 m und auf dem Brechtenjoch bei Inzing (20 km W von Innsbruck) auf 2403 m – legen den Verdacht nahe, daß es sich dabei um rißzeitliche handelt. Damit hätte nur das Riß-Eis über Innsbruck bis auf 2300 m gereicht. Um Landeck ragten der Venetberg (2513 m) und das Schönjöchl (2493 m) als Firngrate eben über die Eisoberfläche empor. Am Venetberg fand v. Klebelsberg (1942) den höchsten Granitgneis-Block auf 2200 m Höhe, abgeschliffene Stücke noch bei P. 2243.

Am Alpleskopf W von Nassereith hat schon H. Falbesoner (1886) zentralalpine Erratiker bis auf 2150 m hinauf beobachtet. E des Fernpasses reichte das Firn-Eis beim Marienberg-Joch (1789 m) bis auf über 1800 m (v. Klebelsberg, 1935).

Aus dem *Kaiser-Tal* zwischen Wildem und Zahmem Kaiser erhielt der Inn-Gletscher bis ins frühe Spätwürm einen Zuschuß. Blockmoränen der Schlußvereisung verraten einen späteren Wiedervorstoß des Kaiser-Gletschers bis gegen 800 m herab. Noch im jüngsten Spätwürm stiegen aus den Karen N des Treffauer (2304 m) und N des Ellmauer Halt (2344 m) Gletscherzungen bis unter 1200 m herab (O. Ampferer, 1933 k).

Zwischen Samerberg bei Nußdorf und dem Hochries (1569 m) hat G. Glückert (1972, 1979) die Moränen zweier Seitenlappen mit deutlichem Stirngefälle des würmzeitlichen Inn-Gletschers verfolgt und dabei W des Hochries die höchsten Moränen auf Spatenau-Alm auf 990 m und am Schwarzen See auf gut 900 m festgestellt. Ferner verläuft von Grainbach eine markante Schmelzwasserrinne über Bichl gegen Walkerting.

Erst die etwas häufigeren Geschiebe um Innsbruck auf gut 2100 m dürften, zusammen mit den höchsten, an der Reither Spitze N von Zirl auf 2220 m und 2205 m gelegenen, vom würmzeitlichen Inn-Gletscher abgelagert worden sein. Ebenso floß Inn-Eis über die Scharten NW und NE von Innsbruck, über den Erlsattel (1806 m) und über das Lafatscher Joch (2085 m), wo Inn-Erratiker auf der N-Seite bis auf 1850 m Höhe liegen (v. Klebelsberg, 1935). Damit würde die Eisoberfläche bis über Kufstein hinaus und über Seefeld ins Isartal etwas flacher und ins Engadin etwas steiler verlaufen, als dies Weinhardt dargestellt hat. Die noch etwas häufigeren Findlinge, deren höchster auf dem Brandjochboden NW von Innsbruck auf 1980 m liegt, dürften dann wohl die Mindest-Eishöhe zur Zeit der Inneren Jung-Endmoränen bekunden.
Am Reinhartsberg und am Zahmen Kaiser, NW und NE von Kufstein, reichte das Eis im Würm-Maximum noch auf 1400 m. Bei Erl N von Kufstein lag die rißzeitliche (?) Eishöhe in den Höchstständen auf über 1400 m, wie aus erratischen Geschieben – Buntsandstein, Amphibolite, Grüngesteine – an der SE-Flanke des Kranzhorn (1366 m) hervorgeht. Dagegen ragte der bereits in Bayern liegende Heuberg aus dem Eis empor (v. Klebelsberg, 1923). Im Bereich des Alpentors lag die würmzeitliche Eisoberfläche aufgrund höchster Wallreste S des Kitzsteins bis auf über 1100 m (O. Ganss, 1980k).
Ob in den Hochständen Eis aus dem Silltal über den Brenner (1370 m) nach S zum Eisack-Gletscher übergeflossen ist oder ob der Paßbereich Sill- und Eisack-Firn geschieden hat (A. Penck in Penck & Brückner, 1901; v. Klebelsberg, 1935) ist heute – aufgrund der Eishöhen – wohl dahin zu entscheiden, daß sich in der Brenner Talung ein flachster Firnsattel ausgebildet hat. Dabei dürfte keine der Kuppen des Brennergebietes – die höchste erreicht 2337 m – über die weite Firnsattelfläche emporgeragt haben.
Aufgrund der höchsten Schliffspuren stand der Stubaier Gletscher im Talschluß um 2700 m, so daß Stubai-Eis über das Halsl (1998 m) SW der Saile (2406 m) gegen Innsbruck zum Inn-Eis floß.
Im hintersten Ötztal stand das Eis zur Zeit der Höchststände aufgrund der obersten Schliffspuren um Vent und Obergurgl auf über 2900 m (v. Klebelsberg, 1935).

Der spätwürmzeitliche Rosenheimer See und die Vegetationsentwicklung seiner Umgebung

Mit dem Abschmelzen des Eises vom Ölkofen-Stadium bildete sich im Becken von Rosenheim ein See. Dieser bedeckte im N eine flache Grundmoränen-Landschaft; gegen S erstreckte er sich fjordartig ins Inntal. Als der Inn-Gletscher noch mit dem Stammbecken in Verbindung stand, wurden limno-glazigene Warwentone (W. Schumann, 1969), dann durch die Flüsse verfrachtete Sande und Tone und später ungebänderte Decktone abgelagert. Durch Veränderung des Abflusses lief der bereits weitgehend aufgefüllte See zu Beginn des Bölling-Interstadials aus (H.-J. Beug, 1976), so daß, bei einer Spiegelhöhe von 478 m, weite Areale trockenfielen und vermoorten (C. Troll, in H. Gams & R. Nordhagen, 1923; Troll 1924).
Im Tal der Weißache, die bei Kufstein von SE mündet, dämmt eine Seitenmoräne des Stadiums von Stephanskirchen auf gut 900 m den Hintersteiner See (883 m) ab.
Bis zu diesem Stadium erhielt der Inn-Gletscher einen Zuschuß vom Wendelstein (1838 m). Im nächsten Stadium endete der selbständig gewordene Reindler Gletscher auf der Mitter Alm, zunächst auf 1150 m, später auf 1270 m. Noch im mittleren Spätwürm lag im Kar E des Wendelsteins ein kleiner Firn.

Ebenso lieferten der Große und der Kleine Jenbach-Gletscher dem Inn-Eis Zuschüsse aus den Karen zwischen Breitenstein (1622 m) und Wendelstein.
In den Karwannen NE des Groß Traithen (1853 m), der Seeon- und der Großalm lagen noch bis ins mittlere Spätwürm kleine Gletscher.
Durch A. G. Nathorst (1892), Gams & Nordhagen (1923), H. Paul & S. Ruoff (1927) und F. Firbas (1935) wurden die innerhalb des Stephanskirchen-Stadiums gelegenen Abfolgen von Kolbermoor W von Rosenheim quartärgeologisch und pollenanalytisch untersucht. Beug (1976) ergänzte die Resultate und dehnte sie auf den Sims- und den Hofstätter-See, E bzw. NE von Rosenheim, aus.
Über den Seetonen folgen unter Frosteinwirkung wellenartig verbogene Ton- und Sand-Gyttjen mit Braunmoosen – *Calliergon trifarium* und *Scorpidium scorpioides* –, Seggen und Wasserpflanzen *(Potamogeton);* darüber liegt, vom hangenden Niedermoortorf bedeckt, eine helle, von Gyttja mit Resten von *Betula nana* unterteilte Lehmschicht.
In der Ältesten Tundrenzeit war das Gebiet um Rosenheim mit 80–90% Nichtbaumpollen – *Helianthemum*, *Saxifraga*, *Thalictrum*, Cyperaceen, *Selaginella*, *Potamogeton*, *Batrachium* – Wasser-Hahnenfuß – und *Sparganium* – Igelkolben, *Allium vineale*-Typ, seltenen *Polygala* – Kreuzblume, *Linum*, *Swertia*, *Euphorbia* – Wolfsmilch, *Onobrychis* – Esparsette – sowie Großresten von *Linaria alpina* – Alpen-Leinkraut – völlig waldfrei. An Holzpflanzen dominiert *Betula* über *Pinus*. *Salix*, *Hippophaë*, *Juniperus* und *Ephedra* sind nur schwach vertreten, wobei *Betula nana* auch durch Großreste belegt ist.
Unmittelbar innerhalb der Kirchseeoner Endmoränen konnte K. A. Rausch (1975) einen älteren Abschnitt mit mehr *Pinus*, weniger *Betula* und nur wenig geringeren Nichtbaumpollen-Anteilen abtrennen.
Mit dem ersten Anstieg von *Juniperus*, dem Beginn des Bölling-Interstadials, fallen bei Dominanz von *Betula nana* die Nichtbaumpollen – vorab *Artemisia* und *Helianthemum* – ab. Bei ihrem weiteren Abfall dominiert *Juniperus* über *Betula*. Zugleich steigen die *Salix*- und *Hippophaë*-Werte an.
Bei den Höchstwerten von *Juniperus* nimmt *Betula* wieder zu, was auf die Ausbreitung von *B. pubescens* zurückgeht; die Nichtbaumpollen fallen weiter ab. Dann tritt *Juniperus* wieder zurück, während *Betula* zu einem Maximum ansteigt; *Salix*, *Hippophaë* und die Gräser fallen zurück.
Im ausgehenden Bölling gewinnt *Pinus* an Bedeutung und überholt *Betula*, der Rückgang der Nichtbaumpollen stagniert. Dann bleibt *Pinus* zunächst konstant; die Nichtbaumpollen nehmen leicht zu. Die noch nicht geschlossenen Baumbestände mögen wieder etwas aufgelockert worden sein. Dann, im frühen Alleröd, steigt *Pinus* zu Höchstwerten an; die Nichtbaumpollen fallen rasch auf unter 10% zurück. Die *Betula*-Kurve verläuft unter 30–40%. Regelmäßig treten erste Vertreter des Eichenmischwaldes – *Quercus*, *Ulmus* und *Tilia* – sowie *Populus* und *Lonicera* auf.
Die Jüngere Tundrenzeit beeinflußte die allerödzeitliche Vegetation kaum: Die Nichtbaumpollen-Werte liegen zwischen 10 und 20%; *Artemisia*, *Juniperus*, *Hippophaë* und *Ephedra* nehmen leicht zu, ebenso der Tonanteil.
Mit dem Präboreal steigt die *Betula*-Kurve an; die Nichtbaumpollen fallen unter 10%. Charakteristisch sind durchgehendes Auftreten von *Populus* – Holz von *P. tremula* haben bereits Paul & Ruoff erwähnt – und des Eichenmischwaldes, vorab von *Quercus*, sowie das Einsetzen von *Picea* und *Corylus*.
Mit der Massenausbreitung der Hasel lassen Rausch (1975) und Beug (1976) das Boreal beginnen.

Bereits beim Aufbau des Inn-Eises kam dem Zuschuß des Ziller-Gletschers große Bedeutung zu (S. 92). Dank seiner hochgelegenen Einzugsgebiete in den Tuxer Alpen – Gefrorne Wandspitzen (3291 m), Olperer (3476 m), Schrammacher (3410 m) – und den Zillertaler Alpen – Hochfeiler/Gran Pilastro (3510 m), Großer Möseler/Mésule (3479 m), Schwarzenstein (3368 m), Groß Löffler (3376 m) – sowie der mit 27 km relativ kurzen Talstrecke von Mayrhofen (628 m) bis ins Inntal vermochte er das Inn-Eis zu stauen. Dieses wurde flußabwärts ganz an die linke Talflanke gepreßt und zu weiteren Transfluenzen gezwungen, zunächst durch die Talung des Achensees (931 m), kaum nennenswert über den Spitzing-Sattel (1127 m) und über den Ursprung-Paß (836 m), was sich in den Spektren der Erratiker und der Geröllfluren im Alpenvorland äußert.

Beim Eintritt ins Tal des Achensees reichte das Inn-Eis bis über 1900 m. Die höchsten Erratiker – am Vorderen Spitz bis auf 1715 m – liegen darunter (H. v. Wolf, 1922).

Aufgrund der höchsten deutlichen Eisüberprägungen und der Moränenreste im Mündungsbereich des Zillertales – auf dem Arzjoch S von Jenbach auf 1700 m und auf der rechten Talseite auf 1600 m – dürfte das Eis im Konfluenzbereich in den würmzeitlichen Höchstständen um 1600 m, zur Riß-Eiszeit am Luderstein (1830 m) gestanden haben.

Über Mayrhofen nimmt H. Bobek (1933) eine maximale Eishöhe von 2100 m, R. v. Klebelsberg (1935) – aufgrund von Gletscherschliffen am Wanglspitz über Lanersbach, die dort bis auf 2400 m auftreten – bereits eine solche von 2300 m an.

Beim spätwürmzeitlichen Zerfall der Eismassen reichte der eben selbständig gewordene Ziller-Gletscher zunächst noch bis an die Mündung, was durch stirnnahe Seitenmoränenreste belegt ist. Beim weiteren Zurückschmelzen dämmten im Zillertal Schuttfächer flache Seen ab, besonders dort, wo sie sich von beiden Seiten treffen; ein nächster Stand zeichnet sich bei Zell am Ziller ab, was Moränen und der abgelenkte Gerlos-Bach belegen.

Noch bis ins früheste Spätwürm bestand über den Gerlos-Paß (1507 m) ein Zusammenhang von Ziller-Eis mit dem durch den Pinzgau abgeflossenen Salzach-Eis. An der Königsleiten (2315 m) zeichnet sich bis auf 2250 m eine Eisüberprägung ab. Erratiker reichen am Plattenkogel (2040 m) bis fast auf den Gipfel. Über das Salzachjoch (1987 m) transfluierte Zillertaler Eis in die westlichen Täler der Kitzbühler Alpen (v. Klebelsberg, 1935).

In den südlichsten Tuxer Alpen floß Zamser Eis bis ins frühe Spätwürm über das Pfitscher Joch (2251 m), wo sich eine eindrückliche Rundhöcker-Landschaft gebildet hat, durchs Pfitscher Tal/Val di Vizze zum Eisack-Gletscher (S. 248).

Schwarzach-, Wimmertal- und Schönach-Gletscher stießen im jüngeren Spätwürm erneut bis an die Talmündungen vor. Der Wildgerlos-Gletscher erfüllte das Becken des Durlaßboden, das heute vom Stausee überflutet wird, und stirnte auf 1350 m.

Im letzten Spätwürm endete der Wildgerlos-Gletscher auf der Drißl-Alm um 1500 m, zur Zeit der frührezenten Hochstände um 1850 m, 1969 (AVK 35/3, 1980) auf 2320 m.

Im mittleren Spätwürm vermochten sich die einzelnen Gletscher aus den hinteren Quellästen des Ziller, aus dem Tuxer-, Zemm- und Stillupptal sowie aus dem Zillergrund bei Mayrhofen nochmals zu vereinigen. Ein weiteres Stadium ist im Tuxer Tal bei Vorderlanersbach, bei der Mündung des Niklastales, durch stirnnahe Moränenreste angedeutet. Im letzten Spätwürm endete der Tuxer Gletscher bei Hintertux auf 1500 m.

Zur Zeit der frührezenten Vorstöße reichte das Eis der Gefrornen Wand bis 2020 m herab. 1969 (AVK 35/1, 1975) endete die tiefste Zunge auf 2470 m.

Im jüngeren Spätwürm stirnte der Zemm-Gletscher im Dornauberg-Tal zunächst bei

Fig. 54 Der Schwarzsee, ein Karsee im Talschluß des Zemmgrundes mit Turnerkamp (3418 m), dem Horn-Kees und dem Großen Möseler (3478 m) mit dem Waxeck-Kees.
Photo: T. Federer. Aus: H. Heierli, 1982.

Breitlahner. Im letzten Spätwürm vereinigten sich die beiden Zungen aus dem Zamser- und aus dem Schlegeisgrund eben noch auf 1300 m, während der Zemm-Gletscher über den Absturz unterhalb der Grawand bis in den hintersten Zemmgrund abstieg.
Zur Zeit der frührezenten Vorstöße fuhr das Stampfl-Kees im hintersten Zamsergrund noch bis 2160 m; 1969 bis 2750 m vor. Das Schlegeis-Kees endete im hintersten Schlegeisgrund auf 1920 m, das Waxeck-Kees auf der Waxeck-Alm auf 1870 m, wo es sich mit dem Horn-Kees vereinigt hatte. Dagegen blieb das Schwarzenstein-Kees selbständig.
Auf der Waxeck-Alm lassen sich Moränen aus dem frühen 17. und aus der Mitte des 19. Jahrhunderts erkennen. 1969 stirnte das Schlegeis-Kees auf 2330 m und das Waxeck-Kees auf 2300 m; jüngst war dieses um 200 m bis auf 2240 m vorgestoßen. Das Horn-Kees endete auf 2120 m, das Schwarzenstein-Kees auch auf 2300 m (AVK 35/2, 1977).
Der Floiten-Gletscher stirnte im jüngeren Spätwürm im vordersten Tal, im letzten unterhalb von 1470 m, in den frührezenten Vorstößen auf 1720 m und 1969 auf 2150 m.
Der Stillupp-Gletscher stieß im jüngeren Spätwürm nochmals bis gegen Mayrhofen vor. Im letzten Spätwürm endete er auf dem Stampfenboden um 1600 m. Von den Seiten stiegen Kargletscher bis fast in die Talsohle ab. Löffler- und Stillupp-Kees stirnten um 1850 auf 1990 m bzw. 2300 m, 1969 auf 2230 m bzw. 2500 m.
Im jüngeren Spätwürm stieß auch der Ziller-Gletscher nochmals bis gegen Mayrhofen vor, das auf dem zugehörigen Sanderkegel liegt. Von der Ahornspitze SE des Dorfes erhielt er noch Zuschüsse. Der Bodengrund-Gletscher endete im ausgehenden Spätwürm über der Steilstufe am Talausgang, im letzten Spätwürm auf 1740 m. Der Sundergrund-Gletscher stirnte damals unterhalb der Mitterhütten-Alm um 1700 m, der Hundskehl- und der Ziller-Gletscher, oberhalb der Bärenbad-Alm, um 1600 m. Das Grasletten-Kees stieß um 1850 erneut bis 2100 m vor; 1969 endete es auf 2450 m (AVK 35/2, 1977); das Grießbachjoch-Kees stirnte zunächst auf 2420 m, 1969 auf 2640 m, das Rauchkofel-Kees erst auf 2400 m, 1969 auf 2540 m (AVK 35/3, 1980).

Fig. 55 Telfs im Oberinntal mit der Hohen Munde (2662 m), der Arzbergklamm und der bis auf 2300 m Höhe hinaufreichenden Eisüberprägung. Photo: Dr. A. Defner, Igls bei Innsbruck.

Die spätwürmzeitlichen Transfluenzen über die Seefelder Sättel und der Leutasch-Gletscher

Ein letztes Stadium mit Transfluenzen von Inn-Eis über Buchen, Möserer Sattel und Reith-Seefeld zeichnet sich in den zur Isar abfließenden Tälern ab: in der Leutasch-Klamm SW von Mittenwald und im Zungenbecken von Unterkirchen, in den stirnnahen Moränenresten bei der Porta Claudia N von Scharnitz und im dahinter gelegenen Becken von Scharnitz, das aus dem Karwendeltal, von der von E einschwenkenden oberen Isar, und dem von W aus der Sattelklamm austretenden Schuttfächer zugeschüttet wurde. Ebenso gibt sich diese Eisrandlage zu erkennen: bei Untere Mähder NE des Sattels zwischen Unterweidach und Seefeld und in der dort einsetzenden Schmelzwasserrinne durch den Boden, in den sie abdämmenden Wallresten an ihrer Mündung ins Seebachtal zwischen Seefeld und Scharnitz sowie in den rechtsseitig gestauten kalkreichen Eisrandstaulehmen, der «Seekreide» von Seestadeln.

Im mittleren Spätwürm, wohl im Steinach-Stadium, trat der *Leutasch-Gletscher* aus dem Gaistal zwischen Mieminger- und Wetterstein-Gebirge erneut in die vom Inn-Eis freigegebene Talweitung von Kirchplatzl aus, entsandte einen Lappen gegen S, ins Becken von Moos, während der Hauptarm talabwärts bis Kirchplatzl reichte, was durch die stirnnahen Seitenmoränenreste von Klamm-Mähder belegt wird.

Um den Weidachsee liegen unter kristallinreicher Inn-Moräne und in der Leutasch-Klamm unter kalkalpiner Gaistal-Moräne verkittete kalkalpine Schotter, die im Vorfeld des wieder vorrückenden Eises geschüttet worden sind. Gerölle von Granat-Omphacit-Fels aus dem Ötztal belegen bis ins Gaistal eingedrungenes Ötz/Inn-Eis.

Wenig innerhalb der Klamm zeichnet sich im Gaistal in stirnnahen Moränenstaffeln ein nächstes Spätwürm-, wohl das Gschnitz-Stadium ab. Auch vom Teufelsgrat im östlichen Wetterstein-Gebirge flossen steile Hängegletscher ins Gaistal ab. Während die westlichen den Leutasch-Gletscher noch mit Zuschüssen belieferten, wurden die östlichen selbständig und endeten um 1400 m.

Unterhalb der Kare lassen sich Moränen des ausgehenden und des letzten Spätwürm beobachten. Von der steilen N-Flanke des Mieminger Gebirges hingen Gletscher fast bis in die Talsohle herab. W. v. Senarclens-Grancy (1939a) betrachtete die aus dessen N-Karen bis ins obere Gaistal, bis 1400 m, abgestiegenen Gletscherzungen als «jungstadial». Die äußeren Moränen ordnete er dem Daun-, die inneren, lokal bis unter 1600 m, meist bis 1700 m herabreichenden stirnnahen Wälle dem Egesen-Stadium zu. Auf der N-Seite der Hohen Munde (2662 m) halten sich einzelne Firnflecken heute bis unter 1700 m herab, während ihre S-Seite ausgeapert ist (Fig. 55).

Zwischen den Hauptdolomit-Rundhöckern von Buchen und des Möserer Sattels liegen in Senken einige Seen, von denen Wildmoos- und Lottensee sich durch periodische Spiegelschwankungen auszeichnen (A. Leidlmair et al., 1950).

Auf der S-Seite des Mieminger Gebirges stießen im mittleren Spätwürm Gletscherzungen bis an dessen S-Fuß. Derjenige von der Hochwand erfüllte im Steinach- und im Gschnitz-Stadium noch das Grießbachtal. Beim Abschmelzen bildeten sich auf dem Mieminger Plateau mächtige Schuttfächer, vorab der Steinrig, die sich durch schlecht gerundeten kalkalpinen Schutt auszeichnen.

Die Quartär-Füllung des Inntales

Das Inntal ist nicht einfach als gleichmäßig vom Eis ausgekolkter inneralpiner Längstrog zu deuten, der nach dem Zurückschmelzen von spätwürmzeitlichen und holozänen Ablagerungen gefüllt worden wäre; vielmehr zeigt seine Sohle ein markantes Relief, das durch Tektonik, Erosionsresistenz des Felsuntergrundes sowie durch Strömung und Stauwirkung des Inn-Gletschers und seiner Zuflüsse geformt worden ist. Auf der linken Talseite ragen einige Rundhöcker gar über die Alluvialebene empor: bei Roppen – wohl ein Rest des gegen E abtauchenden «Riegels von Karres» (R. v. Klebelsberg, 1935), das Bürgele W von Mötz und der Martinsbichl E von Zirl.

In der 199 m tiefen Bohrung von Rum E von Innsbruck (O. Ampferer, 1921) sind die tiefsten, teils schlecht gerundeten Schotter nahe der Stirn des zurückschmelzenden Inn-Gletschers geschüttet worden. Geophysikalische Untersuchungen erbrachten eine Mächtigkeit der Füllung von 360 ± 10 m (K. Aric & P. Steinhauser, 1977; W. Heissel, 1978). Da nirgends sichere Grundmoräne durchfahren wurde, dürfte der würmzeitliche Gletscher das Tal bis auf mindestens 200 m unter die heutige Sohle ausgeräumt haben. Doch dürften in den folgenden 160 m quartärer Sedimente auch präwürmzeitliche vorliegen. Die lagenweise lehmigen Mehlsand-Horizonte zwischen 169 und 98 m Tiefe sind wohl als spätwürmzeitliche See-Ablagerungen zu deuten. Die darüber folgenden 20 m Schotter und 27 m Inn-Sande dürften ebenfalls in einem von seitlichen Schuttfächern gestauten See abgelagert worden sein. Dieser wurde während der Schüttung der darüber gelegenen 34 m mächtigen gröberen Inn-Sande und der folgenden 10 m kalkreicheren Schotter allmählich zugefüllt. Die von 5,2–2,5 m durchfahrenen Lehme sind als holozäne Auelehme zu deuten.

Bei Wörgl (513 m) ist die Felssohle in 92 m und in 98 m Tiefe erbohrt worden (v. Klebelsberg, 1935). W von Innsbruck wurde 1982 in einer 368 m tiefen Bohrung die Basis der Quartär-Füllung noch nicht erreicht (W. Weger, 1982).

Die spätwürmzeitlichen Stadien in den Typus-Gebieten des Inn-Systems

Dem Inn-Gletscher und seinen Zuflüssen aus den Stubaier Alpen entstammen mehrere im alpinen Raum für spätwürmzeitliche und holozäne Rückzugsstadien verwendete Bezeichnungen.
Der auf den Rückzug vom Stephanskirchen-Stadium ins alpine Inntal erfolgte Wiedervorstoß gibt sich in Endmoränenresten, Rundhöckern und einer seitlichen Abflußrinne bei *Niederndorf* NNE von Kufstein zu erkennen (A. Penck, 1909, = Bühl I nach F. Mayr & H. Heuberger, 1968). O. Ampferer (1925, 1933k) ordnete die das Walchsee-Tal abdämmenden Moränen einem vom Zahmen Kaiser abgestiegenen Gletscher der «Schlußvereisung» zu. Aus dem Kaiser-Gebirge abgeflossenes Eis mag zum Wiedervorstoß des Inn-Eises bis Niederndorf beigetragen haben; aufgrund tiefer Seitenmoränenreste und Erratiker war es jedoch der Inn-Gletscher, der abermals bis auf wenige km an den Alpenrand vorrückte.
Schon beim würmzeitlichen Vorstoß flossen randliche Schmelzwässer durch die Talung des Walchsees und der Schwaigser Schwemm gegen E zum Weißenbach und weiter zur Tiroler Ache ab. Beim Zurückschmelzen dämmten Inn-Eis und dessen rechtsufrige Seitenmoräne die Schmelzwasserrinne erneut gegen das Inntal ab. Beim Abschmelzen des Weißenbach-Gletschers wurden Schuttfächer in die Walchsee-Talung geschüttet und dadurch die randlichen Inn-Schmelzwässer zu einem See aufgestaut. Dieser wurde durch den Schuttfächer des Ramsbachs in Walchsee und Schwaigser Schwemm unterteilt. Dabei ist dieser durch den Fächer des Staudingerbaches weitgehend verlandet.
Auf der W-Seite des Inns stellen sich bei Oberaudorf ausgedehnte randliche Schotter ein, die wohl an abschmelzendes Eis geschüttet worden sind.
Zur Zeit des Niederndorfer Standes floß Inn-Eis W von Kufstein über das Dreibrunnen-Joch (732 m) und füllte das Becken des Thiersees (617 m). Das von Kufstein über die Marblinger Höhe (685 m) und das Schmiedtal-aufwärts vordringende Inn-Eis hatte Thierseer Ache und Gießenbach kurzfristig aufgestaut. Dabei floß der Überlauf NW und N um den eisüberschliffenen Nußlberg (878 m) zum Inn. In der Rundhöcker-Landschaft um Kufstein haben sich im Inntal und W der Stadt mehrere Söllseen erhalten.
Ein nächstinterner Stand, Bühl II, zeichnet sich in den Moränen, Eisrandlagen und Schmelzwasserrinnen bei Häring ab. Er entspricht etwa dem Bühl-Stadium Pencks. Das Zungenende lag um *Kufstein*, wo sich eine Ufermoräne, eine Sanderflur und Reste eines Paläobodens einstellen. Zuvor, in der *Achen-Schwankung* Pencks, hätte der Inn-Gletscher das Inntal bis gegen Imst – wohl nur bis oberhalb von Wörgl – freigegeben und wäre dann erneut bis Kufstein vorgestoßen. Dabei hätte er den Achensee N von Jenbach gegen das Inntal abgedämmt.
Bei dem durch die Achensee-Talung abfließenden Inn-Eis zeichnen sich ältere Abschmelzstadien bei Achenwald und bei Achental ab, wo sich stirnnahe Seitenmoränen beobachten lassen. Dabei erhielt dieser Eisarm letzte Zuschüsse aus den Karen der Kette Sonnjoch (2457 m)–Schrecken-Spitze (2022 m)–Juifen (1987 m), vom Unutz (2078 m), von der Guffert-Spitze (2195 m) und von der Blauberg–Halser Spitz-Kette (1863 m).

Über den nur gut 1400 m hohen Sattel des Schlund E der Halser Spitze floß Inn-Eis, zusammen mit demjenigen, das über den Bayralp-Sattel (1071 m) überfloß, gegen Wildbad Kreuth zum Tegernsee-Gletscher ab. Eine weitere Transfluenz erfolgte von Steinberg am Rofan über den Sattel des Obinger Mooses (1023 m).
Eine etwas interne Rückzugslage wird durch die Endmoränen von *Kirchbichl* W von Häring belegt. Eisrandterrassen beidseits des Inntales deuten nach Mayr & Heuberger (1968) auf ein Gletscherende oberhalb von Kufstein hin.
Auf der N-Seite des Unterinntales gelangten zwischen Kundl und Wörgl Terrassensedimente zur Ablagerung. Auch in der Wildschönau, einem bei Kundl mündenden südlichen Seitental, wurden von Mühltal bis hinter Auffach – in einem offenbar bereits eisfreien Talabschnitt – Schotter aufgestaut (Ampferer & Th. Ohnesorge, 1918k). Ebenso staute das Inn-Eis – wie schon beim würmzeitlichen Vorstoß – die Schmelzwässer des Kelchsauer-, des Windauer- und des Brixentaler Ache-Gletschers wiederum zu Eisrandseen auf, die im weiteren Spätwürm zugeschottert worden waren. Dabei dürfte sich der Aschauer Ache-Gletscher zunächst bis Kirchberg noch in zwei Stirnlappen geteilt haben; der westliche floß über Westendorf, der nordöstliche gegen St. Johann. Später endete der Aschauer Ache-Gletscher bei Kirchberg an der Mündung ins Brixental.
Eine Gleichsetzung mit dem *Ammersee-Stadium* C. Trolls (1925), den Moränen von Weilheim und am S-Ende des Ammersees (v. Klebelsberg, 1949), trifft nicht zu; jenes ist älter und mit dem Stadium von Seeshaupt am S-Ende des Starnberger (Würm-)Sees bzw. demjenigen von Stephanskirchen im Inn-System zu verbinden.
In einer nächsten Klimaschwankung zerfiel das Eisstromnetz im Inntal weitgehend, da die Zufuhr aus den Seitentälern unterblieb.
Der nochmals ins Inntal vorgestoßene Ziller-Gletscher (S. 94) wird auf dem Kupfnerberg und auf dem Pankrazberg um gut 900 m und E von Niederhart um 850 m durch Seitenmoränen und an der Mündung durch eine Mittelmoräne um 750 m belegt.
Nach Mayr & Heuberger (1968; Heuberger, schr. Mitt.) scheint sich im Unterinntal bei Brixlegg ein namentlich in den Seitentälern auffälliger Vorstoß einzuschieben, bevor das Eis das Tal freigab. Neben mehreren, nur wenig über die Talsohle aufragenden Rundhöckern zeichnen sich bei Brixlegg und gegenüber der Mündung des Zillertales tiefe Seitenmoränenreste ab. Der von SE vorstoßende *Alpbach-Gletscher* mündete auf 600 m, derjenige im nächstöstlichen Seitental stirnte auf 700 m. Dieser Stand dürfte wohl demjenigen von Chur entsprechen. Zwischen Achensee- und Inn-Eis wurden wiederum, wie bereits bei einem entsprechenden Vorstoßstand, von beiden Talseiten mächtige, zusammentreffende Sanderkegel geschüttet.
Das im Spätwürm nochmals über den Fernpaß-Bergsturz vorgestoßene Inn-Eis hinterließ auf den Trümmerhügeln eine dünne Moränendecke mit zentralalpinen Geschieben. Solche lassen sich bis an den Fernsteinsee in der geringmächtigen Moränendecke der gegen 1000 m aufragenden, eisüberformten Bergsturz-Landschaft nachweisen. G. Patzelt (mdl. Mitt.) konnte ENE des Fernpasses, gegen Biberwier, auf ebenfalls eisüberprägten Bergsturzhügeln – Tumas – eine geringe Moränendecke mit zentralalpinen Geröllen feststellen; dagegen fehlen auf dem Fernpaß (1216 m) Moränendecke und zentralalpine Gerölle (Gem. Exk. mit Prof. W. Resch und Dr. Ch. Hauser). Damit dürfte Inn-Eis wohl über einen um mindestens 200 m niedrigeren älteren Fernpaß geflossen sein, während später ein vom Eis nicht mehr überfahrener Nachsturz auf das Paßgebiet niederbrach (G. Abele, 1974). Zugleich dürfte zuvor übergeflossenes Inn-Eis ENE

Fig. 56 Ein linksseitiger, stirnnaher Moränenwall des bei Steinach am Brenner ins Silltal austretenden steinachzeitlichen Gschnitz-Gletschers. Photo: Dr. M. Maisch, Zürich.

des Fernpasses von Gletschern des Wannigs (2493 m), des westlichsten Mieminger Gebirges (Grießspitzen 2747 m) und des westlichsten Wetterstein-Gebirges (Schneefernerkopf 2874 m) unterstützt worden sein, so daß es damals noch das Becken von Ehrwald–Lermoos erfüllt hat.

Beim Rückschmelzen bildete sich im Becken von Ehrwald-Lermoos ein durch Uferterrassenreste bekundeter spätglazialer See, dessen Spiegel offenbar mit dem Durchbruch der Schmelzwässer durch die Bergsturzmassen N von Ehrwald sukzessive absank und der dann verlandete. Da der Eisvorstoß über den Fernpaß-Bergsturz zeitlich wohl dem Churer Stadium gleichzusetzen ist, dürfte er im gleichen Interstadial niedergefahren sein wie derjenige von Flims (Bd. 2, S. 231 ff.).

Das Gschnitz- und das Stubai-Tal in Spätwürm und Holozän

Im folgenden Rückschlag, im *Steinach-Stadium* (v. Klebelsberg, 1950; W. v. Senarclens-Grancy, 1958; Mayr & Heuberger, 1968), erfolgte wieder ein Vorstoß der Seitengletscher über letztes inaktives Toteis des zerfallenen Eisstromnetzes. Der *Gschnitz-Gletscher* schob sich bis ins Silltal vor und überfuhr seinen eigenen Sander. Aufgrund des Zungenbeckens sowie stirnnaher Seitenmoränen lassen sich 3 Stände auseinanderhalten: im äußersten Vorstoß (Steinach I) reichte das Eis bis 1000 m herab, im nächsten, in Steinach, bis 1040 m (Fig. 56), und im letzten, am Ausgang des Gschnitztales, bis 1070 m (Mayr & Heuberger, 1968), wie Erratiker und Geschiebe – Kristallin und Brenner-Mesozoikum mit Raibler-Tonschiefern (Gem. Exk. mit Prof. W. Resch, Dr. G. Patzelt und Dr. Ch. Hauser) erkennen lassen. Die «Endmoräne» von St. Kathrein an der Mündung des *Navis* (v. Klebelsberg, 1950) wird als gleichaltrig mit dem Stand von Steinach I betrachtet. Die klimatische Schneegrenze lag beim tiefsten Stand um 2000 m.

Fig. 57 Die Stirnmoräne von Trins im vorderen Gschnitztal, die Typusmoräne des Gschnitz-Stadiums, mit Tribulaun (3096 m) und Feuerstein (3265 m) im Talschluß. Photo: Dr. M. Maisch, Zürich.

Der *Stubai-Gletscher* stieß nochmals bis Mieders (Mayr & Heuberger, 1968) vor, auch der *Ötztal-Gletscher* erreichte wieder den Mündungsbereich (Heuberger, 1966).
Im nächsten Interstadial schmolzen die Gletscher tief in die Seitentäler zurück.
Im *Gschnitz-Stadium* (Penck & Brückner, 1909; Mayr & Heuberger, 1968) stieß der *Gschnitz-Gletscher* nochmals bis Trins vor, wo er auf gut 1200 m eine markante Endmoräne mit einer internen Staffel zurückließ.
Aufgrund der von Penck angegebenen Schneegrenz-Depression von 600 m glaubten v. Klebelsberg (1936, 1949) und H. Paschinger (1952), daß die Endmoräne von Trins einen älteren prä-gschnitzzeitlichen Gletscherstand dokumentieren würde und dem Schlern-Stadium Südtirols gleichzusetzen wäre. Wie jedoch Heuberger (1966, in Mayr & Heuberger 1968) und G. Patzelt (mdl. Mitt.) zeigen konnten, liegt die Schneegrenz-Depression tatsächlich um 100 m tiefer; das Stadium ist jedoch durch eine derart markante Moräne dokumentiert (Fig. 57), daß es als solches beizubehalten ist.
Im Krotenweiher, einem Toteisloch innerhalb der Gschnitz-Seitenmoräne, vermochten R. v. Sarnthein (1936) und neulich S. Bortenschlager & Patzelt (mdl. Mitt.) mit ihren Bohrungen nur bis ins Präboreal, bis 9300 Jahre v. h., vorzudringen.
Nächste Endmoränen liegen im Gschnitztal 9 km taleinwärts, oberhalb der hintersten Häuser von Gschnitz, auf 1320 m, wo dicht hintereinander 3 Wallstaffeln ein nächstjüngeres andeuten; dieses ist mit Patzelt mit dem Daun-Stadium zu parallelisieren.
Die Seitenmoränen auf Simmingalm verraten im hintersten Gschnitztal Zungenenden am Abbruch der Steilwand und bei dem vom Pflerscher Pinkel über die Schleimsalm herabhängenden, sich in Lappen aufspaltenden Gletscher tiefste Enden auf 1600 m. Diese Stände sind mit Patzelt dem Egesen-Stadium zuzuordnen (Fig. 58).

Fig. 58 Jüngste Spätwürm-Moränen auf der Schleimsalp in einem Seitental des hintersten Gschnitztales.

Aufgrund mit dem Steinach-Stadium zu verbindender Endmoränen reichte der Stubai-Gletscher bis Neder unterhalb von Neustift. Am Ausgang des Ötztales werden von Heuberger jüngere Moränen diesem Stand gleichgesetzt.
Für die chronologische Einstufung zogen Mayr & Heuberger (1968) das von W. H. Zagwijn (1952) ausgewertete Pollenprofil vom Lanser See heran. Dieses läßt auf eine erste Waldzeit mit *Betula* und *Pinus* nur eine einzige Kaltzeit erkennen, die Zagwijn noch als die auf das Alleröd folgende Jüngere Dryaszeit gedeutet hat. Das Gschnitz-Stadium wurde damit dieser Kaltzeit, das Steinach-Stadium der Älteren Dryaszeit zugewiesen, die auf den vorgängigen raschen Eisabbau im Bölling-Interstadial folgte. Doch ist die Sedimentation dieser älteren Warmzeit noch rein anorganisch, so daß sie ein älteres Interstadial dokumentiert (G. Patzelt, 1972; Zagwijn, mdl. Mitt.). Ein Diagramm von S. Bortenschlager (1976, 1978) läßt nicht nur in 9,10 m Tiefe mit einem *Betula*-Anstieg auf 33%, einem *Pinus*-Rückschlag auf 6% und – 5 cm tiefer – einem ^{14}C-Datum von 13230 ± 190 v. h. das eigentliche Bölling erkennen, sondern zeigt zuvor zwei Baumpollen-Rückschläge, den Gschnitz- (?) und den Steinach-(?)Vorstoß (Fig. 69).
Stände wohl des jüngeren Spätwürms bezeichneten A. Penck & E. Brückner (1909) nach den Endmoränen bei Ranalt im hinteren Stubai-Tal als *Daun-Stadium*. Bei einem externen Stand vermochte der *Stubai-Gletscher* vom Daunkogel (3332 m) oberhalb von Ranalt noch den von S mündenden Langental-Gletscher aufzunehmen. Die Stirn lag – am Rundhöcker des Issebichl durch absteigende Moränenreste belegt – auf 1250 m. In einem späteren Stand endete der selbständig gewordene Langental-Gletscher vom Wilden Freiger (3392 m) auf 1400 m. Ihm scheinen im Haupttal die Endlagen der beiden oberhalb der Graba Alm zusammentreffenden Fernau-Daunkogel- und Sulzenau-Glet-

Fig. 59 Eisrand-Stauterrasse im Silltal bei der Mündung des Navistales E von Matrei am Brenner, durch die Terrasse halb verdeckt: Pfons.

scher zu entsprechen (MAYR & HEUBERGER, 1968). Aus einer Gleichgewichtslage um gut 2200 m und einer klimatischen Schneegrenze um 2350 m resultiert gegenüber 1937 (Stubaier Alpen 1:25000, S-Blatt: Hochstubai) eine Depression von gut 400 m. Für den äußeren Stand ergibt sich eine Schneegrenze von 2300 m, also eine Depression von 450 m. HEUBERGER (1966, 1968) versteht unter dem Daun-Stadium nur den älteren Vorstoß im Sinne PENCKS.

Als *Egesen-Stadium* – nach dem Egesengrat und der Glamergrube NW der Dresdner Hütte im hintersten Stubai-Tal – benannte H. KINZL (1929) den letzten vorwärmezeitlichen und wohl letzten spätwürmzeitlichen Vorstoß, bei dem die Gletscher nicht viel kürzer waren als im Daun und weit über die neuzeitlichen Hochstände hinausreichten. Während er als Schneegrenzendepression nur 100–120 m angibt, sieht HEUBERGER (1966, 1968) im Egesen-Stadium einen kräftigen Vorstoß mit mehreren Rückzugsstaffeln, ein Selbständigwerden vieler Gletscher und eine starke Schuttbildung, so daß sich formfrische Moränenwälle entwickeln konnten.

Das Brenner-Eis im Spätwürm

Im Steinach-Stadium wurde das Brenner-Eis vom Wildsee-Spitz (2733 m) und vom Wolfendorn (2776 m) sowie von der Kreuzjoch (2243 m)–Sattelberg-Kette durch Venn-, Obernberg-, Valser-, Schmirn- und Padaster-Gletscher genährt. Zur Zeit der äußersten Staffel traf es mit dem Gschnitz-Gletscher zusammen. Über den Padauner Sattel (1591 m) stand es mit dem Valser Gletscher in Verbindung. Im Gschnitz-Stadium trennten sich

Fig. 60 Spätwürmzeitliche Schmelzwasserrinnen W von Igls mit dem von Nebel erfüllten untersten Silltal, S von Innsbruck.

die beiden, während das Brenner-Eis und der Obernberg-Gletscher sich bei Gries noch vereinigten. Valser- und Schmirn-Gletscher endeten in den vorderen Talabschnitten.
Weiter Sill-auswärts stirnte der *Navis-Gletscher* im Steinach-Stadium am Talausgang, im Gschnitz-Stadium gut 2 km unterhalb von Navis.
Gegen SW floß das Brenner-Eis damals noch bis gegen Gossensaß/Colle Isarco (S. 248). Im letzten Spätwürm verblieb es im Brenner-Gebiet auf den Alpen der Seitentäler.

Das Ötztal in Spätwürm und Holozän

Über den vom Tschirgant E von Imst niedergefahrenen Bergsturz drang der *Ötz-Gletscher* nochmals über den Inn vor, was durch eine dünne Moränendecke mit Kristallin belegt wird. In einem ersten Vorstoß – nach H. Heuberger (1968, 1975) im Steinach-Stadium – reichte das Eis noch Inntal-abwärts und staute den Inn zu einem See, der sukzessive durchbrach, was sich in den Terrassen zwischen Imst und Tarrenz widerspiegelt. SE von Roppen bildete sich über der Moränendecke ein Frostgley-Boden aus, über den im Gschnitz-Stadium bei rund 100 m geringerer Eishöhe ein jüngerer Vorstoß des Ötz-Gletschers einen markanten Wall schüttete.
Im Mündungsbereich der Ötztaler Ache ist das Trümmerfeld des Tschirgant-Bergsturzes von 3–5 m mächtigen Ötz-Schottern überlagert. Diese dokumentieren wohl den Ausbruch eines zuvor kurzfristig gestauten Ötz-Sees.
Durch die aus den Seitentälern ins Inntal geschütteten Schuttfächer wurde auch der Inn temporär zu seichten Seen aufgestaut.

Fig. 61 Umhausen im mittleren Ötztal gegen SW mit dem Sanderkegel des Hörlach-Gletschers. Dahinter das Bergsturzgebiet von Köfels mit dem Abrißgebiet des Wurzbergs.

Fig. 62 Die Köfelser Bergsturzmassen. Im Wald hinter Köfels (links unten) liegt der große Bimsstein-Gang. Dahinter (links) die Abbrüche und Rutschflächen unterhalb des Wenderkogels. Im Ötztal: Umhausen (rechts), talaus Tumpen (Bildmitte) mit einem weiteren, das Tal abriegelnden Bergsturz.
Fig. 61 und 62 Photo: Risch-Lau, Innsbruck. Beide Figuren aus: E. Preuss, 1974.

Fig. 63 Der im Gschnitz(?)-Stadium noch bis gegen Niederthai vorgestoßene Horlach-Gletscher hinterließ auf seiner linken Seite eine von Lärchen bestandene stirnnahe Seitenmoräne, auf seiner rechten eine später solifluidal überprägte Moränenterrasse. Im Vordergrund Reste der Stausee-Terrasse.

Auch das vordere Ötztal zeichnet sich durch mehrere Bergstürze aus, so bei Habichen, Tumpen und Köfels. Durch sie wurde die Ötztaler Ache jeweils zu Seen aufgestaut, die mit Sedimenten eingefüllt wurden. Wie das ^{14}C-Datum eines verschütteten Stammes ergab, brach der Köfelser Sturz um 8710 ± 150 v. h. nieder und riegelte das Ötztal mit über 130 m mächtigen Schuttmassen ab, die mit einer Endgeschwindigkeit von 800 m/sec. niederfuhren, so daß dabei Bimsstein entstand. Dies ließ früher an vulkanische Einwirkung, später an den Einschlag eines Meteoriten denken (G. Kurat & W. Richter, 1972). Die Bildung von Bimsstein kann jedoch rein mechanisch durch Reibung und Aufschlagen auf Fels erklärt werden (Th. Erismann, Heuberger & E. Preuss, 1977).
Auf der gegenüberliegenden Ötztal-Seite, am Ausgang des Horlachtales, liegen bei Niederthai mächtige, feinkörnige Stausee-Sedimente (W. Hammer, 1929k). Diese bekunden einen knapp 1 km² großen Stausee (Fig. 63). NE von Niederthai stellen sich in gleicher Höhe stirnnahe Seitenmoränen eines steinach-(?), wohl eher gschnitzzeitlichen *Horlach-Gletschers* ein. E der Köfelser Bergsturz-Stirn finden sich ebenfalls Wallreste eines Ötz-Gletschers; ein Rest ragte als kleine Insel empor. Da Seesedimente in einer Sandgrube weiter S Erratiker und große Moränenschollen einschließen (Fig. 64), ist an einen wohl gschnitzzeitlichen Gletscherstausee zu denken. Dabei wäre später die Seitenmoräne des eingedrungenen Ötz-Gletschers von der Bergsturz-Stirn teilweise überschüttet worden, was die Aufschlüsse an der letzten Straßenkehre vor Niederthai bestätigen. Dort liegen Bergsturz-Trümmer mit deutlicher Bodenbildung über Moräne, deren Oberfläche lokal zu einem gering mächtigen Boden verwittert ist (Fig. 65). Nach W. v. Senar-

Fig. 64 Von Stausee-Ablagerungen eingeschüttetes Moränen-Gut (rechts) bei Niederthai im Horlachtal, einem rechten Seitenast des Ötztales.

CLES-GRANCY (1958) und HEUBERGER (1975; in ERISMANN et al., 1977) hätte der Bergsturz allein den See aufgestaut. Hiefür wird die durch Bergsturz-Schutt verbaute ehemalige Mündungsschlucht des Horlachbaches angeführt, während das heutige Horlachtal dem NE-Rand – wohl einem früheren Moränen-Durchbruch – folgen mußte. Dabei wären die Seesedimente zerschnitten worden. Der Zeitpunkt des Aufstaus – durch eine Seitenmoräne oder/und erst um 8710 ± 150 Jahre v. h. durch den Bergsturz – ergibt Hinweise auf die Eintiefungsrate im Anstehenden der Mündungsstufe (HEUBERGER, 1975).
Glasig aufgeschmolzene und gefrittete Gneise, lokal mit eingeschlossenen Knochensplittern, hat W. HEISSEL (1939) auch aus der Schuttdecke an der SE-Seite eines Felssporns S von Ötz erwähnt.
Im Egesen-Stadium, dessen äußerste Staffel sich durch stirnnahe Moränenwälle unterhalb von Kaisers, 2,5 km N von Sölden, abzeichnet, erhielt der Ötz-Gletscher noch bis zur Stirn (1330 m) Eiszuschüsse. Aufgrund mehrerer Pollenprofile aus vermoorten Felswannen innerhalb der Moränen konnten G. PATZELT & S. BORTENSCHLAGER (1976, 1978) das Egesen-Stadium in die Kältephase der Jüngeren Dryaszeit stellen, was auch durch ^{14}C-Daten gesichert ist: Wildmoos (1435 m) mit 10235 ± 190, Atemlöchermoos (1790 m) mit 10100 + 115 und das bereits fast 12 km innerhalb der äußersten Egesen-Moränen gelegene Pillermoos bei Untergurgl (1760 m) mit einem Basisdatum von 9950 ± 290 Jahren v. h. H. HANKE (1935) betrachtete den Stand von Sölden noch als Gschnitz-Stadium.
Die Eisoberfläche des Daun-Stadiums, das sich W des Zusammenflusses von Venter- und Gurgler Ache in 2200 m durch drei Seitenmoränen-Staffeln zu erkennen gibt, dürfte über Sölden noch um 200–250 m mächtiger gewesen sein (PATZELT & BORTENSCHLAGER, 1976, 1978). Das zugehörige Zungenende konnte im Ötztal bis anhin noch nicht lokalisiert werden; es dürfte oberhalb von Huben, bei Bruggen, auf 1240 m gelegen haben.

Fig. 65 Von Trümmermassen des Köfelser Bergsturzes überschüttete spätwürmzeitliche Wallmoräne des Ötz-Gletschers W des ehemaligen Stausees von Niederthai.

Bereits der *Polles-Gletscher* blieb selbständig. Randliche Schmelzwässer flossen durch die Rinne gegen Huben. Im Pollestal zeichnen sich jüngere Stände ab. Heute ist der Gletscher auf einen kleinen, bis 2700 m herabreichenden Rest zurückgeschmolzen.
Auch der *Hauer-Gletscher*, 6,5 km talauswärts, stieg bis gegen 1200 m ab. Aus einer Gleichgewichtslage um 2200 m ergibt sich bei NE-Exposition eine klimatische Schneegrenze um 2350 m. Heute liegt sie beim Hauer- wie beim Polles-Ferner um 2950 m.
Nach dem Daun- und dem Egesen-Stadium stieg die Waldgrenze rasch an. Bereits im mittleren Präboreal, um 9200 v. h., fanden S. Bortenschlager & G. Patzelt (1969) und Patzelt (1973) in der Venediger Gruppe im Vorfeld der Gletscher bis auf 2200 m hinauf Arven-Samen, die einen Wald belegen. Im hintersten Ötztal konnte Bortenschlager (in Patzelt, 1972) im Profil Schönwies-Hütte (2260 m) SW von Obergurgl nur 1,5 km außerhalb der Endmoränen von 1850 des Rotmoos-Ferners und über 10 km innerhalb des Egesen-Stadiums des Gurgler Ferners einen geschlossenen Arvenwald nachweisen, während dort im Egesen-Stadium noch eine 400 m mächtige Eisdecke lag (Patzelt & Bortenschlager, 1976, 1978).
Drei innerwärmezeitliche Gletschervorstöße geben sich in der Venediger-Gruppe zu erkennen (Patzelt, 1967, 1973a, b). Aufgrund übereinstimmender ^{14}C-Datierungen konnte Mayr (1964, 1968) entsprechende Hochstände im hintersten Stubai-Tal belegen. Analoge Vorstöße glaubte Heuberger (1954, 1966) im *Larstigtal*, einem südlichen Ast des Horbachtales SE von Umhausen, zu erkennen. Dabei steht noch offen, ob diese den Hochständen des 6. oder 5. Jahrtausends v. Chr. oder beiden entsprechen.
Als *Fernau-Stadium* faßte Kinzl (1929) die Stände des Fernau-Gletschers bei der Dresdner Hütte zusammen. Dabei hielt er den Vorstoß zu Beginn des 17. Jahrhunderts für den größten neuzeitlichen. Bei den frührezenten um 1600 sowie denjenigen um 1640 und 1680 stieg die Zunge bis unter 2300 m ab. Die gegenüber der Hütte auf 2300 m gele-

gene Endmoräne dokumentiert die Zunge von 1850. Bis 1937 schmolz sie auf 2400 m. Ein gewaltiger rezenter Eisschwund zeichnet sich in den Talschlüssen der Ötztaler Alpen ab. Während sich der Venter Gletscher im letzten Spätwürm bei Zwieselstein noch mit dem Gurgler Gletscher vereinigt hatte, wurden die beiden schon im Präboreal (Datum Wildmoos) selbständig und lösten sich in einzelne Gletscher auf. Im Laufe der Wärmezeit schmolzen diese mit kleineren Wiedervorstößen kräftig zurück.
Zur Zeit der frührezenten Vorstöße bildete sich im Talschluß des Rofentales, dem südwestlichsten Quellast des Ventertales, mit Kesselwand-, Hintereis-, Hochjoch- und südwestlichem Kreuz-Ferner eine zusammenhängende Eismasse. Vernagt- und Guslar-Ferner stießen zusammen bis ins Rofental vor und stauten dort den Rofen-Eissee. Dieser brach wiederholt aus, so 1600, 1678, 1680, 1847 und 1848 (E. Richter, 1892). Zur Zeit der historischen Hochstände war das Rofental zu 60%, heute ist es noch zu 40% vergletschert (Österr. Gletscherkataster, H.-N. Müller, schr. Mitt.).
Im Niedertal, dem südlichen Quellast, vereinigten sich Say- und Niederjoch-Ferner sowie Marzell-, Mutmal- und Schalf-Ferner.
Im Gurgler Tal staute die Zunge des Gurgler Ferner den Abfluß des Langtaler Ferners zum Gurgler Eissee (Richter, 1892). Der flächenmäßige Gletscherschwund seit dem Hochstand des 19. Jahrhunderts beträgt bis 1938/48 resp. 1942/43 (AVK, S. Morawetz, 1952, 1954) 25% und bis 1969 (Österr. Gletscherkataster) weitere 8%. Damit verringerte sich die Gletscherfläche auch im inneren Ötztal in den letzten 120 Jahren um einen Drittel (Ermittlung G. Gross). Seit Mitte der 60er Jahre hat sich das Abschmelzen verzögert; Mutmal-, Rofenkar-, Kesselwand-, Gaisberg-, Marzell-Ferner begannen seither gar wieder vorzustoßen.

Die Täler des Sellrain in Spätwürm und Holozän

Im Sellrain haben schon J. Ladurner (1932) und später W. v. Senarclens-Grancy (1958) und H. Heuberger (1966) die einzelnen Spätwürmstände mit denen des benachbarten Gschnitz- und des Stubai-Tales verglichen. Im Steinach-Stadium reichte der *Melach-Gletscher* fast bis an den Talausgang. Moränenreste zeichnen sich taleinwärts bis Tanneben S von Sellrain ab, wo das Melach-Eis den Fotscher Gletscher aufnahm. Dabei hatten sich die Zunge und die austretenden Schmelzwässer in die prähochwürmzeitlichen Ablagerungen der Inntal-Terrasse eingeschnitten.
Auch die wenig weiter E ins Inntal ausgetretenen *Senders-* und *Axamer*-Gletscher stießen im Steinach-Stadium bis an die Talausgänge, bis Ober Grinzens und bis gegen Axams, vor. Stirnnahe Seitenmoränen um 1300 m verraten gschnitzzeitliche Stände. S von Omes bei Axams liegt einer der größten Erratiker der Innsbrucker Gegend, ein Granitgneis aus dem Sellrain (R. v. Klebelsberg, 1935).
Im Gschnitz-Stadium endete der Melach-Gletscher unterhalb von Gries im Sellrain, auf 1170 m, der im Interstadial zuvor selbständig gewordene *Fotscher Gletscher* unterhalb der Fotscherhütte auf gut 1400 m. Der *Zirm-Gletscher* aus dem Oberthai und der vom Gleirscher Ferner-Kogel (3194 m) vorgestoßene *Gleirsch-Gletscher* vermochten zunächst bei St. Sigmund nochmals zu vereinigen, wurden dann aber, wie Moränen NW des Dorfes belegen, rasch selbständig. Die stirnnahen Wallreste unterhalb der vorderen Gleirschalmhütte auf 1750 m und auf 1870 m entsprechen wohl dem Daun- und dem Egesen-Stadium.

Fig. 66 Der Ausgang des Ötztales, das vom Trümmerfeld des Tschirgant-Bergsturzes kurzfristig zu einem flachgründigen See aufgestaut worden ist. Im Hintergrund der eisüberprägte Tschirgant (2372 m).
Photo: Dr. Ch. Hauser, Innsbruck.

Im ausgehenden Spätwürm floß Eis aus dem Finstertaler Becken über den Kühthaier Sattel (2017 m) ins Oberthai, in das von S, vom Gaiß-Kogel (2820 m), und von N, vom Rietzer Grieß-Kogel (2884 m), Eiszungen abstiegen. Selbst im letzten Spätwürm schob sich aus dem Finstertal eine Zunge bis gegen Kühthai vor, von wo schon Ladurner zwei Stirnwälle auf 1960 m und 1980 m erwähnt hat.
Im letzten Spätwürm stirnte der *Melach-Gletscher* im Becken von Lisens zwischen 1630 m und 1680 m, wo sich mehrere Wallreste erhalten haben. In den frührezenten Vorstößen schob sich der Lisenser Ferner vom Hinteren Brunnen-Kogel (3325 m) nochmals bis unterhalb von 2200 m vor; um 1970 (AVK 31/5, 1975) endete er auf knapp 2600 m.

Der Pitz-Gletscher

Der Mündungsbereich des Pitztales war – im Zusammenhang mit der Altersfrage der Inntal-Terrassenschotter – schon mehrfach Gegenstand quartärgeologischer Untersuchungen. O. Ampferer (1908) unterschied am Talausgang drei Schichtglieder: eine basale Grundmoräne, darüber Terrassenschotter und zuoberst nochmals Grundmoräne. Als «liegende Moräne» betrachtete er den Aufschluß an der Pitztal-Straße 250 m W des Bahnüberganges mit bis 50 cm großen Geschieben metamorpher Gesteine in sandig-siltiger Matrix, wohl angeklebte Pitztaler Moräne. Während er die Terrassenschotter als Riß/Würm-interglaziale Sande und Schotter betrachtete, glaubte F. Machatschek

(1935) an nacheiszeitliche Schüttung, und beim Blockgut E von Wald an eine letzte Aufschwemmung auf dem Schuttkegel des Pitzbaches.
Wie Ampferer (1908, 1935) postuliert auch C. Hieronymi (1978) nach dem Abschmelzen des Inn-Eises im untersten Gurgl-Tal und im Oberinntal die Bildung eines großen Stausees. Dabei hätte der Pitzbach zunächst nach NW in den See entwässert, was die Sedimente in der Sandgrube Arzl belegen. Darnach wäre der Pitz-Gletscher – aufgrund von Moränengut am Talausgang – erneut vorgestoßen und hätte die Terrassensedimente überfahren.
Als «Terrassenschotter» betrachtet auch Hieronymi (1978) die Abfolge der Sandgrube Arzl (840 m), wo sich über einer Wechselfolge von 2 m glimmerreichen Mehlsanden mit graugrünen Schluffbänken bis 15 m Quarzsande mit Geröllagen von Pitztaler Gesteinen einstellen. Darüber folgen, diskordant und unter rezenter Bodenbildung, geringmächtige Sande und Schotter mit lokaler Schrägschichtung.
N des Osterstein liegen Moränen-Ablagerungen über Terrassensedimenten und E des Pitzbaches, E von Wald, amphibolitreicher Moränenblockschutt mit bis 20 m³ großen Blöcken.
Nach dem Abschmelzen des Inn-Eises um Imst im mittleren Spätwürm trat der Pitz-Gletscher in einem Klima-Rückschlag nochmals ins Inntal aus. Dabei überfuhr er den Rundhöcker am Talausgang ein letztesmal, drang ins Becken SE von Imst ein und staute im Gurgl-Tal Schmelzwässer zu einem Eissee auf. In diesem gelangten über 40 m mächtige Seelehme mit aus Eisschollen ausgeschmolzenen Kristallin-Geröllen zur Ablagerung. Diese Seelehme dürften ausgewaschene Grundmoräne und Feinanteile der Fernpaß-Trümmermassen sowie ausgewehten jüngeren Bergsturzstaub darstellen.
Zwischen der Zunge des Pitz-Gletschers und dem nach H. Heuberger (1966, 1968; in B. Frenzel et al., 1976, 1978; in G. Patzelt et al., 1978) ebenfalls ins Inntal ausgetretenen Ötz-Gletscher bestand wohl eine Eisverbindung, zu der auch die Zuschüsse vom Wildgrat (2974 m), von der Murmentenkar-Spitze (2784 m) und vom Weitenkarkopf (2777 m) beigetragen haben dürften, während die Schmelzwässer durch die bereits subglaziär eingetiefte Mündungsschlucht austraten (Fig. 67).
Durch das ins Inntal vorgestoßene Pitz/Ötz-Eis dürften auch die Schmelzwässer des im Oberinntal oberhalb von Landeck stirnenden Inn-Gletschers zeitweise zu einem See aufgestaut worden sein. Dabei flossen sie durch die in einer oder mehreren eisrandmäßig entsprechenden Vorstoßphase(n) eingeschnittene Inn-Schlucht zwischen Bahnhof Imst und Roppen unter dem Eis der beiden Seitengletscher ab. Auch SW von Imst wurden feine, bis 35 m mächtige, von Sanden unterlagerte siltreiche Sedimente, bei Landeck zugehörige Schotter abgelagert. Diese bauen zwischen Bahnhof und Stadt sowie bei Perfuchs, im Winkel zwischen Inn und Sanna, eine Terrasse auf, die später, beim Zerfall der Eisbarriere, von den Flüssen zerschnitten wurde.
Durch das Niederbrechen der Trümmermassen vom Tschirgant wurde das Eis vor der Ötz-Mündung begraben, so daß es erst nach und nach abschmolz. Daher dürfte der Stausee von Imst wohl bis tief ins Spätwürm, sicher bis ins Bölling-Interstadial, existiert haben, was durch Föhrenstämme belegt wird, die in der Tongrube von Imst gefunden worden sind (Prof. S. Bortenschlager, mdl. Mitt.).
Nach dem Zerfall der Eiszunge bei Imst endete der Pitz-Gletscher zunächst in der Mündungsschlucht. Linksseitige Schmelzwasser flossen von Arzl NW des Osterstein zum Inn ab. Im untersten Pitztal zeichnet sich diese Abschmelzlage beidseits in Stauschutt-Terrassenresten ab. Ein nächster Stand, wohl das Gschnitz-Stadium, gibt sich S von

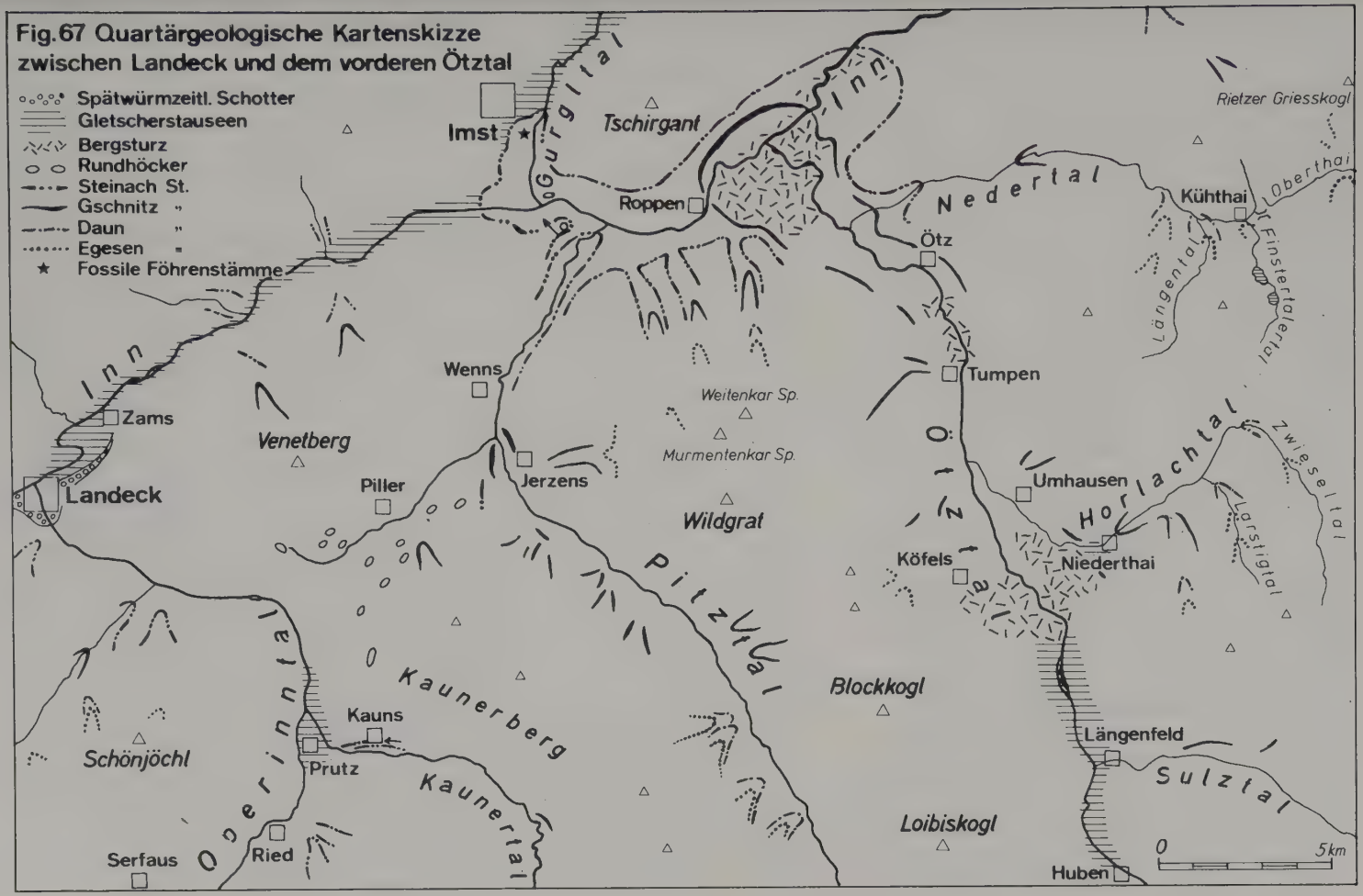


Fig.67 Quartärgeologische Kartenskizze
zwischen Landeck und dem vorderen Ötztal
Spätwürmzeitl. Schotter
Gletscherstauseen
Bergsturz
Rundhöcker
Steinach St.
Gschnitz "
Daun "
Egesen "
Fossile Föhrenstämme
Imst
Tschirgant
Roppen
Inn
Gurgltal
Nedertal
Ötz
Kühthai
Oberthai
Finstertalertal
Längental
Rietzer Griesskogl
Wenns
Tumpen
Weitenkar Sp.
Murmentenkar Sp.
Wildgrat
Zams
Venetberg
Landeck
Piller
Jerzens
Ötztal
Umhausen
Horlachtal
Zwieselltal
Lärstigtal
Niederthai
Köfels
Pitztal
Blockkogl
Kaunerberg
Kauns
Prutz
Schönjöchl
Oberinntal
Kaunertal
Serfaus
Ried
Längenfeld
Sulztal
Loibiskogl
Huben
0
5km

Wenns, im Mündungsbereich des Pillerbaches, durch stirnnahe linke Seitenmoränen und in der rechtsseitigen Terrasse von Jerzens zu erkennen. Dabei erhielt der Pitz-Gletscher noch letzte rechtsseitige Zuschüsse vom Wildgrat durchs Riegetal und vom Hochzeiger (2582 m) durchs Mühlbachtal, letzte linksseitige vom Köpfle (2836 m), vom Hohen Aifen-Spitz (2786 m) und aus dem NE-Kar der Kieleberg-Alm durchs Klausbach- und durchs Schildbachtal.
Im mittleren Pitztal stauten jüngere Schuttfächer – Sanderkegel von Seitengletschern, die als Lawinenschuttkegel heute noch wachsen – die Schmelzwässer des Pitz-Gletschers zu kleineren Seen auf. Diese wurden später vom Pitzbach wieder eingeschottert.
Jüngste spätwürmzeitliche Moränenreste stellen sich am Mittelberg, zwischen Taschach- und Taufkar/Mittelberg-Ferner, sowie SE des Rifflsees ein (O. Schmidegg & W. Hammer, 1932k); letzte, teils wohl bereits ins Holozän fallende Abschmelzstaffeln liegen bei Mittelberg. Die letzten spätwürmzeitlichen Moränenreste lassen ein Zungenende des Pitz-Gletschers unterhalb von Mandarfen annehmen. Dabei wäre auch der Plangeroß-Ferner erneut bis ins Tal vorgestoßen und hätte sich mit dem Pitz-Eis vereinigt.
Frührezente Moränen des Mittelberg-Ferners reichen bis 1790 m, solche des Taschach-Ferners bis 2020 m. Um 1950 (AVK 30/1, 1951; 30/2, 1953) endeten die beiden um 2100 m.

Spätwürmzeitliche und holozäne Vorstöße von Rosanna- und Trisanna-Gletscher

Aus dem *Vereisungszentrum* des *Silvretta-Gebietes* floß in den würmzeitlichen Höchstständen Eis von der Wasserscheide im Bereich des heutigen Silvretta-Stausees auch nach N zwischen dem Schattenkopf (2654 m) und der Vallüla (2813 m) über den 2435 m hohen Sattel durch das Vallüla-Tal gegen Partenen im Montafon. Ebenso verlor der Trisanna-Gletscher Eis über Budi zwischen der Vallüla und der Ballunspitze (2671 m) sowie über den Sattel der Alpe Kops (1950 m) ins Montafon zum Rhein-Gletscher (Bd. 2, S. 112).
Nach dem Zerfall des spätwürmzeitlichen Eisstromnetzes im Inntal stießen aus der Silvretta-Gruppe der *Trisanna-* durchs Paznaun und vom Arlberg der *Rosanna-Gletscher* erneut durchs Stanzertal vor. Dank den Zuflüssen aus der Samnaun- und der Ferwall-Gruppe (Hoher Riffler 3168 m) sowie von der S-Abdachung der Nördlichen Kalkalpen vermochten sich die beiden nochmals zu vereinigen und bis vor *Landeck*, bis auf 800 m herab, vorzurücken. Bei Grins, 3 km W von Landeck, wo O. Ampferer (1932k) «Schotterterrassen und Kiese» seiner Schlußvereisung angibt, mündete ein von der Parseier Spitze (3036 m) steil abfallender Gletscher. Dabei wurden die Rundhöcker bei der Konfluenz von Paznaun und Stanzertal und bei Grins, die sich zwischen Rosanna- und zufließendem Parseier-Eis gebildet hatten, ein letztesmal überfahren; im Inntal wurde die Schotterflur von Landeck geschüttet.
Die Gletscher von der Parseier Spitze und die durchs Starkenbach- und durchs Larsenn-Tal vorgestoßenen reichten nochmals fast bis in die Talsohle (Ampferer, 1932k).
Aus den Karen der Vorderseespitze (2889 m) und der Rotspitze sowie vom Grat zwischen Eisen- und Parseier Spitze stießen Eiszungen zwischen Schnann und Strengen bis an die Rosanna vor. Jüngere Staffeln des *Dawin-Gletschers* verraten ein Zungenende um 1400 m; dann folgen noch jüngere Stände. Ein Teil der als Moränen kartierten Wälle (Ampferer et al., 1932k) auf der Dawin-Alm sind jedoch als Sackungswälle zu deuten.

Die innersten Kränze, die den Talboden NNW der Dawin-Alm abgrenzen, sind wohl im letzten Spätwürm geschüttet worden.
Im Stanzertal stauten die Sanderkegel von Schnann und Pettneu die Schmelzwässer des Rosanna-Gletschers zu flachgründigen Seen, die allmählich verlandeten.
Auch auf der S-Seite hingen im mittleren Spätwürm Eiszungen bis zur Rosanna herab. Vom Hohen Riffler (3168 m) stiegen im letzten Spätwürm zwei Zungen durchs Fernertal und bis auf Gampernun-Alp ab.
In nächsten Ständen endete der *Rosanna-Gletscher* in mehreren Staffeln unter- und oberhalb von St. Anton am Arlberg. Dabei nahm er den von S, aus dem Moostal, mündenden Kuchen-Gletscher auf. Auch weiter Rosanna-aufwärts drangen aus Seitentälern Gletscher bis in die Talsohle vor und stauten mit Schuttmassen die Schmelzwässer in temporären Seen zu Terrassen auf (O. Reithofer, 1931; W. v. Senerclens-Grancy, 1956; H. Kerschner, 1976; R. Fraedrich, 1979).
Noch bis ins jüngere Spätwürm verlor der Rosanna-Gletscher im Schön-Ferwall Eis über das flache, nur 40 m höher gelegene Rundhöckergebiet des Silbertaler Winterjöchl gegen Schruns ins Montafon. Im Stadium von St. Anton reichte der durchs Silbertal abfließende *Litz-Gletscher*, der von den Talflanken reichlich Zuschüsse empfing, ebenfalls bis gegen 1200 m herab.
Im jüngsten Stand von St. Anton vereinigte sich der Maroi-Gletscher vom Kaltenberg eben noch mit dem Rosanna-Gletscher. Im letzten Spätwürm stieß er über die Rundhöcker des Talschlusses vor. Frührezente Stände des Kaltenberg-Gletschers zeichnen sich um 2350 m ab (DK X, 1853). Mit dem Zurückschmelzen hat sich vor der Stirn der Kaltenbergsee gebildet.
Im ausgehenden Spätwürm endete der Rosanna-Gletscher NE des Silbertaler Winterjöchl, im letzten im hintersten Schön-Ferwall, wo sich um 2000 m mehrere Moränen abzeichnen (Fraedrich, 1979). Dagegen war das Fasul-Tal – wohl infolge des höher emporragenden Gebirgsrahmens – im ausgehenden Spätwürm bis an die Mündung, bis 1700 m, von Eis erfüllt. Noch im letzten Spätwürm vereinigten sich die einzelnen Zungen auf Fasul-Alp. Jüngere Stände sind im Talschluß um 2250 m angedeutet. Zur Zeit der frührezenten Vorstöße hing der Fasul-Ferner bis 2300 m ins Tal herab.
Im Moostal stieg der Kuchen-Gletscher dank seinen Zuschüssen, insbesondere des Kartell-Ferners, im ausgehenden Spätwürm bis unterhalb von 1700 m herab. Noch im letzten Spätwürm vereinigten sich die beiden im Kartellboden. Ein wohl bereits holozäner Stand zeichnet sich auf knapp 2200 m ab. Dagegen vermochten der Große Kuchen- und der Küchel-Ferner um 1850 nicht mehr zusammenzutreten; sie stirnten unterhalb 2400 m bzw. 2300 m. Damals nahm der Kartell-Ferner noch das ganze Kartell-Kar NE des Saumspitz (3039 m) ein.
Über dem *Arlberg-Paß* (1793 m) stand das Eis – aufgrund der höchsten Rundhöcker und der höchsten überschliffenen Grate, Sattelgrat und Gampberg, im Hochwürm bis auf über 2400 m, so daß die Kette der Albona-Pleisen S, am Galzig (2184 m) und Pfannenkopf (2307 m) N des Passes unter dem Eis lagen (R. v. Klebelsberg, 1935). Im Silvretta-Arlberg-Gebiet hatte sich damals ein Vereisungszentrum ausgebildet, von dem sich Eis nicht nur gegen E ins Stanzer- und gegen W ins Klostertal, sondern auch gegen N über den Flexenpaß (1773 m) zum Lech-Gletscher wandte (S. 48).
Noch bei einer Eishöhe von mindestens 2100 m über Warth floß im frühen Spätwürm Eis über den Auenfeld-Sattel (1710 m) und über den Hochtannberg-Paß (1677 m) in den Bregenzer Wald, über den Hochalp-Paß (1938 m) und über den Gemstel-Paß (1977 m)

ins Kleine Walsertal und über den Schrofen-Paß (1683 m) und den Sattel der Lechleitner Alp (1771 m) ins Quellgebiet der Iller über (S. 48).
Ebenso drang im Würm-Maximum Rosanna-Eis aus dem Stanzertal durch den Almajur-Sattel (2237 m), das Kaiserjoch (2310 m), die Kridlon-Scharte (2371 m) und das Alperschonjoch (2303 m) ins Lech-System ein (S. 48). Dagegen dürfte über das Flarsch-Joch (2464 m) wohl nur zur Zeit der größten Vereisungen Eis nach N übergeflossen sein.
Bis ins mittlere Spätwürm lag das Paßgebiet des Arlberg unter Eis. Dieses floß gegen W – wie dasjenige vom Flexenpaß – bis Stuben und gegen SE ins Ferwall-Tal ab.
Das zwischen Valluga und Galzig über den Arlen-Sattel übergeflossene Eis vereinigte sich im Steißbach-Tal mit demjenigen von den südwestlichen Lechtaler Alpen und stirnte wenig oberhalb von St. Anton. Der E des Kapall, eines Vorgipfels der Lechtaler Alpen, durch den Schön Graben vorgefahrene Gletscher stieß zwischen St. Anton und St. Jakob nochmals fast bis ins Stanzertal vor. Wohl bereits im Bölling-Interstadial wurde der Arlberg eisfrei.
Aus den Karen am Kegelkopf (2837 m) stieg der *Flath-Gletscher* bis ins Tal ab. Noch im jüngeren Spätwürm reichte er bis auf 1400 m herab. Aus der Gleichgewichtslage um 2050 m resultiert eine klimatische Schneegrenze um 2200 m, was einer Depression gegenüber heute von 750 m gleichkommt. Später hing der Flath-Gletscher bis 1600 m, dann bis 1800 m herab.
Im mittleren Spätwürm-Rückschlag stieß der *Trisanna-Gletscher* bis *Ischgl* vor. Dort endete auch der *Fimber-Gletscher*, unterstützt von einem Zufluß von der Velill-Alp. Jüngere Stirnmoränen liegen auf der Pardatschalp um 1650 m, bei den Paznauer Wiesen auf 1850 m, unterhalb der Fimberalp auf 2050 m und auf Fenga da Sent, bei der Heidelberger Hütte, unterhalb von 2300 m.
Frührezente Stände des vom Fluchthorn/Piz Fenga (3399 m) absteigenden Vadret da Fenga reichten bis unter 2500 m, bei dem von der Fuorcla da Tasna in die Val Fenga/Fimbertal abfließenden Gletscher bis 2520 m (GK XV, 1853). Bis 1959 (LK 1179) waren beide Zungen bis auf 2700 m zurückgeschmolzen.
Vom Vesulspitz und vom Grenzgipfel des Bürkelkopf (3033 m) erhielt der Fimber-Gletscher bis ins Ischgl-Stadium letzte Zuschüsse, was auf der unteren Velill-Alp durch mündungsnahe Seitenmoränen belegt wird. Im letzten Spätwürm beherbergte das Hochtal der Velill-Alp, wie auch die weiter einwärts ins Fimbertal mündenden Seitentäler – Idalp, Höllenkar und Vesiltal – noch bis 2000 m abgestiegene Gletscher. Vom Grenzgipfel des Piz Rots/Vesilspitz (3097 m) hing um 1850 (DK XV, 1853) ein Firn bis 2600 m herab.
Auch aus andern Seitentälern des Paznaun stießen Gletscher bis an die Talausgänge vor. Von den von NW mündenden Tälern stieg der *Madlein-Gletscher* vom Küchelspitz (3147 m) bis gegen Ischgl herab und hinterließ auf der linken Talseite markante Uferwallstücke. Matnal- und Fallbach-Gletscher vereinigten sich bei Mathon noch mit dem Trisanna-Gletscher. Im ausgehenden Spätwürm hingen sie bis unter die Madlein-Alp bzw. bis zur Matnal-Alp herab; dann begannen sie sich in einzelne Zungen aufzulösen.
Um 1850 endete der Madlein-Ferner um 2440 m. Die heutige Zunge liegt unterhalb der Schneegrenze auf einem aktiven Blockgletscher (Fraedrich, 1979).
Von der südlichen Riffler-Gruppe stieß der *Blanka-Gletscher* zunächst nochmals bis fast in die Talsohle des Paznaun vor. Jüngere Stände zeichnen sich unterhalb und auf der Durrich-Alp ab.
Selbst in den Klima-Optima der postglazialen Wärmezeit waren die Ferwall-Kare nie

ausgeapert. Ähnliche Hochstände wie um 1850 haben im 17. Jahrhundert, nicht aber um 1820, stattgefunden. Als Schneegrenz-Depression gegenüber 1850 erhält FRAEDRICH (1979) rund 2600 m für die Nord-Abdachung der westlichen Ferwall-Gruppe und rund 2700 m für die östliche.

Durch mehrere Endmoränen geben sich markante, weit talaus reichende Stände zu erkennen: Der *Vesul-Gletscher* mit seinem hochgelegenen Einzugsgebiet N des Vesulspitz (3089 m) schob sich bis 1650 m, der längere *Grübele-Gletscher* bis auf 1900 m vor.

Noch bis vor dem Stadium von Ischgl (= St. Anton) floß Trisanna-Eis über die Faulbrunn-Alp und über das Zeinisjoch (1842 m) ins hinterste Montafon. Im Stadium von Ischgl stand es auf der Faulbrunn-Alp auf 1930 m, so daß das Eis der Schrotenkopf-Gruppe vom Zeinisjoch sowohl ins Montafon ins Rhein-System als auch ins Paznaun abfloß.

Ein nächster Stand ist W von Galtür angedeutet. Damals haben sich Zeinis- und Vermunt-Eis nicht mehr vereinigt.

Im Jamtal S von Galtür zeichnen sich letzte Spätwürm-Stände S der Scheiben-Alp auf 1840 m ab. Dabei erhielt der *Jams-Gletscher* noch Eiszuschüsse von den Schnapfenkuchl und besonders vom Grenzkamm Fluchthorn–Krone–P. Faschalba–Augstenberg durchs Futschöltal, in dem sich eine rechte Seitenmoräne bis auf 2550 m hinauf erhalten hat. Markante holozäne Moränenwälle dämmen bei der Jamtal-Hütte das Futschöltal ab. Die frührezenten Stände lagen zwischen 2050 und 2100 m. Bis 1959 (LK 1178) war der Jamtalferner bis auf 2360 m zurückgeschmolzen.

Noch im ausgehenden Spätwürm waren die *Gletscher des Silvretta-Gebietes* mächtig vorgestoßen. Rauhkopf-, Tiroler-, Vermunt-, Ochsentaler-, Schneeglocken- und Schattenspitz-Gletscher hatten sich nochmals vereinigt, nahmen von SW den Klostertaler Gletscher auf und erfüllten das Becken des heutigen Silvretta-Stausees. Auf der Bielerhöhe spaltete sich die Zunge: ein Lappen stieg nach NE ins Klein-Vermunt ab, wobei er den Bieltal-Gletscher aufnahm, und stirnte um 1850 m; der andere wandte sich gegen W durch das Groß-Vermunt, erhielt Zuschuß von den Lobspitzen und von den im Kromertal sich vereinigenden Verhupf-, Litzner-, Kromer- und Schweizer Gletschern. Im Kromertal, bereits W der Wasserscheide zum Rhein (Bd. 2, S. 112), hat G. GROSS (in GROSS et al., 1978) innerhalb der Moränen des Egesen-Stadiums morphologisch von diesen nicht zu unterscheidende, räumlich aber von ihnen absetzende Wälle als *Kromer-Stand* unterschieden. Zeitlich wird dieser zwischen 10200 und 9500 v. h. eingestuft. Die zugehörige Schneegrenz-Depression bewegt sich um 70 m gegenüber 1850. Im Ferwall möchte FRAEDRICH für diesen jüngsten, wohl bereits ins Holozän fallenden Stand, der wahrscheinlich der Typus-Moräne des Egesen-Stadiums von KINZL (1929) entspricht (S. 114), die Bezeichnung Kartell-Vorstoß nach dem SW-Kar des Moostales einführen.

In der Silvretta-Gruppe haben G. und E. VORNDRAN (1968, 1969; 1969) Eis-Aktivität und Schneegrenzlagen, Schuttentstehung und Abtragungsformen untersucht. Dabei konnte G. VORNDRAN (1969) im 19. und 20. Jahrhundert zwei Gletschervorstöße feststellen: Um 1820 einen erst um 1860 sich zum Höchststand entwickelnden Vorstoß und einen geringeren zwischen 1915 und 1920. Um 1860 war die gesamte Gletscherfläche im Silvretta-Gebiet noch mehr als doppelt so groß. Die größeren Gletscher (über 2 km²) haben seither bis 35% ihrer Fläche und 25–30 m an Mächtigkeit, die mittleren über 50% an Fläche und 17–22 m an Mächtigkeit eingebüßt. Zugleich stieg die klimatische Schneegrenze, die heute N-seitig von 2700 bis 2900 m und S-seitig von 2800 bis 2950 m liegt, um rund 100 bzw. um gut 100 m an.

Beim Eiszerfall im Oberinntal schmolz der Inn-Gletscher bis hinter das Engnis S von Landeck zurück. Im nächsten Rückschlag schob er sich wieder etwas vor und stirnte zuerst bei Prutz, später bei Pfunds.

Aus dem Urgtal S von Landeck stieg im Spätwürm vom Rotpleiskopf (2936 m) ein Gletscher erneut bis fast an den Talausgang, bis gegen 900 m, ab (W. Hammer in Ampferer & Hammer, 1922 K).

Nach dem Abschmelzen wurde im glazial ausgekolkten Becken von Prutz hinter der Kristallinschwelle unterhalb der Mündung des Kaunertales ein See gestaut, der durch den Schuttfächer der austretenden Fagge und Schotter des Inn zugeschüttet wurde.

Der *Kauner-Gletscher* aus dem Nährgebiet zwischen Hoch Vernagt-Spitze (3539 m), Weißseespitze (3526 m) und Glockturm rückte bis Prutz, bis auf 900 m, vor. Dabei wurde er von Hängegletschern des Kaunergrat (Watzespitze 3533 m) im E und des Glockturm-Kamm (3356 m) im W unterstützt. Eine von einer randlichen Schmelzwasserrinne begleitete rechte Seitenmoräne stellt sich am Talausgang zwischen dem Rundhöcker von Schloß Berneck und Kauns ein; stirnnahe Reste mit Ötz-Kristallinblöcken fallen von Kauns gegen Prutz ab. Ein nächstjüngeres Stadium zeichnet sich in einer Stirnmoräne bei Nufels ab (Hammer, 1923 K). Sie verrät ein Zungenende auf gut 1200 m. Dahinter wurde – wie etwas weiter taleinwärts durch einen nach dem Abschmelzen des Eises niedergebrochenen Bergsturz – die Fagge, der Kaunerbach, zu einem See aufgestaut, was sich in der Ausbildung später von ihr zerschnittener Schotterfluren manifestiert.

Das mittlere Kaunertal ist gekennzeichnet durch zahlreiche seitliche Schuttfächer, wohl größtenteils Sanderkegel des ausgehenden Spätwürm. Im hintersten Tal bestand noch eine zusammenhängende Eisdecke, bei der Zuflüsse bis zum Wurmetal und zum Plangerroß-Kar mündeten.

Noch im letzten Spätwürm stießen die bei der Gepatsch-Alm vereinigten Eismassen des Riffl-, des Weißsee- und des Gepatsch-Ferners bis an die heutige Staustelle des Gepatsch-Sees vor (H. Kerschner, 1980).

Von der Rifflkar-Spitze (3219 m) mündete auf 1950 m der Kaiserberg-Gletscher und vom Rostizkogel (3392 m) empfing der Gepatsch-Gletscher durch das Rostiztal einen letzten Zuschuß. Auch talauswärts hingen Eiszungen bis ins Kaunertal herab (Fig. 68). N. Gerhold (1967, 1969) hat die Blockgletscher untersucht. Bereits S. Finsterwalder (1928), H. Kinzl (1929) und W. v. Senarclens-Grancy (1956) haben im hintersten Kaunertal vorführezente Moränen beobachtet.

Auf 1600 m Höhe fanden sich unter 2–3 m Sand in einer mächtigen Torfschicht Arven (?)-Stämme, die ein ^{14}C-Alter von 3650 ± 70 Jahren v. h. erbrachten (K. Mignon, 1971).

Noch heute beherbergt der südöstliche Talschluß des Kaunertales den größten Gletscher Tirols, den *Gepatsch-Ferner*, der um 1856 in zwei Zungen unterhalb von 1900 m endete und die Moränen des Hochstandes von 1820 überfahren hatte. (S. Finsterwalder, 1928). Um 1950 endete er auf 1990 m (AVK 30/2, 1953).

Im südwestlichen Talschluß reicht der Weißsee-Ferner noch heute bis 2500 m herab. Vom Glockturm-Kamm drangen bei St. Christina und bei Tösens Gletscher bis ins Inntal vor. Der *Pfundser Gletscher* endete – durch Ufermoränen dokumentiert – nahe dem Talausgang, auf unter 1200 m. Im Mündungsgebiet gibt Hammer (1923 K) noch Moräne des Inn-Gletschers an. Oberhalb von Ried und von Pfunds stellen sich spätwürmzeitliche Talschotter ein. Dagegen dürften die von Hammer (1923 K) vermerkten

Fig. 68 Daun- und Egesen-zeitliche Moränen sowie der Stand von 1850 des Gepatsch-Ferners im Kauner Tal.
Nach: H. Kerschner, 1980.

Grundmoränen und Schotter, die bei Fendels E von Ried von 1200 m bis auf 1500 m auftreten, älter sein. Allenfalls sind sie mit den Schottern der Inntal-Terrassen zu verbinden. Weiter Inn-aufwärts treten im unteren Samnaun, NW von Noggls und am Talausgang, tiefe Ufermoränen und Rundhöcker auf, die auf ein nahes Zungenende des *Inn-Gletschers* hindeuten. Ein solches zeichnet sich oberhalb von *Pfunds*, bei Hinter Rauth, um 1000 m ab. Auch die Inn-Moräne E von Martina (Hammer, 1923 k), die Rundhöcker N und E sowie auf der Norberthöhe (1407 m), am Übergang nach Nauders und die in die Talung Reschen–Nauders–Inn abfallenden Moränenreste eines Seitenlappens deuten auf einen Inn-Gletscher, der noch bis über die Paßhöhe reichte.

Von SE, vom südlichen Glockenturm-Kamm (3355 m) und von den Seekarköpfen (3059 m), stießen im mittleren Spätwürm *Radurschl-* und *Nauderer Tschey-Gletscher*, die sich SE von Pfunds zum *Pfundser Gletscher* vereinigt hatten, gegen das Oberinntal vor. Bis ins frühe Spätwürm wurde der Pfundser Gletscher vom Inn-Eis zurückgestaut und durch das Pfundser Tscheytal SE des vom Eis überprägten Felsrückens des Frudiger gegen NE abgedrängt. Zusammen mit dem Platzer-, dem Bergler- und dem Riffl-Gletscher vom nordwestlichen Glockturm-Kamm konnte er sich erst zwischen Tösens und Ried mit dem Inn-Gletscher vereinigen.

Jüngere Spätwürm-Stände zeichnen sich durch stirnnahe Seitenmoränen an der Mündung des Saderer Tales ab, weitere an der Vereinigung von Radurschl- und Nauderer Tschey-Tal um 1600 m. Noch jüngere Endlagen werden im Radurschl-Tal an der Gefällstufe des Hohenzollern-Hauses um 2050 m und weiter taleinwärts, um 2200 m und höher, durch Moränenreste belegt. Im Nauderer Tschey-Tal lagen die zeitlich entsprechenden Zungenenden um gut 2200 m und um 2300 m.

Von der NW-Seite des Inntales hing der *Beutelbach-Gletscher* vom Zwölferkopf (2596 m) bis gegen Frauns, bis gegen 1000 m, und von der höheren Planskopf–Sattelkopf-Kette der *Argenbach-Gletscher* bis fast in die Talsohle herab. Dabei hinterließ er – wie der Beutelbach-Gletscher bei Fiß – in Serfaus eine Stauterrasse mit mehrfachem Wechsel von Moräne und Schottern (W. Hammer, 1923 k). Vom noch höheren Furgler (3007 m) stieß der *Tschubbach-Gletscher* bis ins Inntal vor; die steilabfallenden *Lafair-* und *Stuben-Gletscher* endeten in den Mündungsschluchten. Wie auf der SE-Seite des Inn lassen sich in den von NW zufließenden Seitentälern jüngere Spätwürm-Moränen beobachten.

Am Komperdiller Alpkopf spaltete sich der gschnitzzeitliche *Argenbach-Gletscher* aus dem Kar zwischen Furgler- und Plan-Spitze auf. Dabei floß eine Zunge gegen Serfaus, wo ihre linke Seitenmoräne oberhalb des Dorfes angerissen und zu Erdpyramiden ausgewaschen worden ist. Die durch das Laustal abgeflossene Zunge vereinigte sich mit dem Böder-Gletscher und stirnte gar noch etwas tiefer.

In einem jüngeren Stadium spaltete sich der Argenbach-Gletscher am Komperdiller Alpkopf eben noch in zwei Stirnlappen auf. Letzte Spätwürm-Moränen haben sich bei und oberhalb der Erzgruben am Rotenberg erhalten.

Mit dem Abschmelzen des Eises im Becken von Pfunds bildete sich am Eisrand ein Stausee, was geschichtete Seeablagerungen belegen.

Vom Schartlkopf (2810 m) E von *Nauders* stieß der *Gamor-Gletscher* – wie absteigende Ufermoränen und der die Reschen-Talung abdämmende, auf Schottern ruhende Wall S des Dorfes belegen – bis in die Talsohle, bis 1340 m, vor, wo sich die Zunge fächerartig ausbreitete. Wie beim Inn-Gletscher zeichnen sich auch bei ihm Rückzugsstaffeln ab. Aus der Gleichgewichtslage in 2050 m und WSW-Exposition ergibt sich eine Schneegrenze um 1950 m.

Die Schmelzwässer flossen – zusammen mit denen der Norberthöhe, vom Arsangs- und vom Rojen-Gletscher – subglaziär unter die gegen SE vordringende, durch Moränenreste bekundete Inn-Gletscherzunge ab (Hammer, 1923 k).
Im nächsten Spätwürm-Rückschlag stieg auch der Gamor-Gletscher erneut gegen Nauders, bis 1450 m, ab. Der davor gelegene Schuttfächer wurde als zugehöriger Sander angelegt. Aus der Gleichgewichtslage um 2300 m resultiert eine Schneegrenze um 2200 m. Durch den Schuttfächer des Arsangsbaches wurde zwischen Nauders und dem Reschen ein See aufgestaut, der im Holozän allmählich verlandete.
In der Talung des Reschen liegen Schnee-, Baum- und Waldgrenze – infolge des Windgassen-Effektes – um rund 100–150 m tiefer als im Oberinntal und im Unterengadin.

Zur Vegetationsgeschichte im Quellgebiet von Trisanna und Rosanna

In einem Moor an der *Bieler Höhe* (1980 m) deutet ein Spektrum in 1,25 m Tiefe auf eine Föhren-Hasel-Zeit mit Linde, Ulme und Eiche. Aus dem hohen *Corylus*-Anteil – 29% – schloß F. Firbas (1932), daß die Obergrenze zusammenhängender Hasel-Bestände nicht unter 1800 m, also 200 m höher lag als heute. In der folgenden Fichten-Tannen-Zeit mit 55% *Picea* und 9% *Abies* in 85 cm Tiefe lag das Moor damals noch innerhalb des Fichten-Gürtels. Zudem fanden sich im Moor Arven-Strünke.
Am *Zeinisjoch* (1820 m) hat die Moorbildung früher begonnen und früher geendet. Ein Fichten-Maximum mit 64% bei einem *Abies*-Anteil von 4% in 10–20 cm Tiefe deutet darauf hin, daß auch dieses Profil damals noch im Fichten-Gürtel lag.
N der *Scheidseen*, am Übergang aus dem Quellgebiet der Rosanna zum Zeinisjoch und ins hinterste Montafon, konnte R. Fraedrich (1979) in 85 cm Tiefe in einem über grauem Sand gelegenen Cyperaceen-Torf mit einem ^{14}C-Datum von 4835 ± 80 Jahren aus einem *Salix*-Wurzelstock (M. A. Geyh in Fraedrich) bis ins Jüngere Atlantikum vorstoßen. In 76 cm zeichnet sich in einer dünnen Sandlage mit einem ersten Rückfall der Baumpollen von 48 auf 39% und einem deutlichen Anstieg der Cyperaceen von 35 auf 83% der Baumpollen-Summe eine kühlere Phase vor 4680 ± 95 Jahren v. h. ab. Dann erreichten die Baumpollen in 71 cm, im Subboreal, bei einem *Picea*-Anteil von 29% mit 56% ihr Maximum, fallen bei 65 cm gar auf 28% bei 13% *Picea*. Da sich im Cyperaceen-Torf kein Unterbruch erkennen läßt, die Cyperaceen aber auf 217% der Baumpollen ansteigen, scheint sich darin vor allem eine feuchtere Phase abzuzeichnen. In 55 cm ergab ein ^{14}C-Alter von 3700 ± 70 Jahren v. h. Zugleich treten erste Getreide-Pollen sowie Kulturzeiger wie *Plantago* und Chenopodiaceen auf. In 45 cm erhielt I. Borger (in Fraedrich) bei 22% *Picea* mit 47% ein zweites Baumpollen-Maximum. Dann fallen sowohl *Picea* als auch *Pinus* erneut zurück.

Zur spät- und nacheiszeitlichen Vegetationsgeschichte Tirols

Aus dem Brenner-Gebiet, den nördlichen Kalkalpen und den Kitzbühler Alpen hat R. v. Sarnthein (1936, 1940, 1948) anhand von Pollenprofilen die Waldgeschichte Tirols aufzuhellen versucht. Im *Inn-* und im *Ötztal* konnte S. Bortenschlager (1977, 1978, 1982) aufgrund von Pollendiagrammen und mit ^{14}C-Daten die Vegetationsgeschichte bis tief ins Spätwürm zurückrekonstruieren.

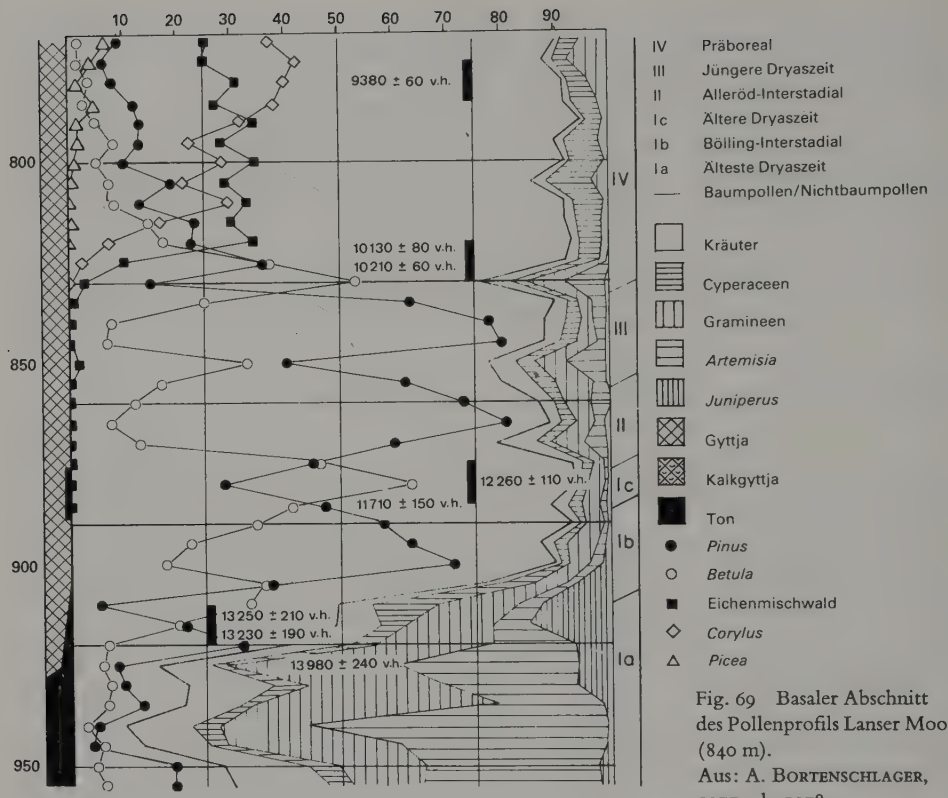


Fig. 69 Basaler Abschnitt des Pollenprofils Lanser Moor I (840 m).
Aus: A. Bortenschlager, 1977a, b, 1978.

Im Profil *Lansersee* auf der Inntal-Terrasse S von Innsbruck legt ein Basisdatum von 13980 ± 240 Jahren v. h. den Beginn der ungestörten organogenen Sedimentation fest. Im Seebecken muß das Toteis abgeschmolzen und die Schwemmkegel-Schüttung und Schuttumlagerung von den umgebenden Hängen weitgehend beendet gewesen sein.
Im *Inntal* wird die Wiederbewaldung mit Föhren und Birken durch eine *Juniperus-Hippophaë*-Phase mit ^{14}C-Daten von 13230 ± 190 und 13250 ± 120 Jahren v. h. eingeleitet. Davor dominiert eine kaltgetönte Steppen-Vegetation mit hohen Anteilen von *Artemisia*, *Helianthemum*, *Thalictrum*, *Gypsophila* und Chenopodiaceen, Caryophyllaceen und Rubiaceen. Der Birken-Gipfel in 9,1 m Tiefe bekundet eine ungünstige Klima-Phase, welche die in 9,2 m einsetzende *Pinus*-Ausbreitung unterbricht. Föhren-Birken-Wälder bildeten in Tieflagen ohne Auflichtungen die vorherrschenden Waldgesellschaften des Spätglazials. Die Ältere Dryaszeit ist meist nicht – im Profil Lansersee als Birken-Gipfel mit 11710 ± 150 und 12260 ± 110 v. h. in 8,8 m – die Jüngere nur schwer nachweisbar. Seit dem Alleröd treten Spuren von Vertretern des Eichenmischwaldes auf (Fig. 69).
Eine Änderung in der Waldzusammensetzung zeichnet sich an der Wende Spät-/Postglazial mit einer sprunghaften Ausbreitung des Eichenmischwaldes zwischen 10000 und 9500 v. h. ab. Für einen Hiatus (v. Sarnthein, 1948; W. H. Zagwijn, 1952) konnte Bortenschlager jedoch keinen Hinweis finden.
Mit der Ausbreitung des Eichenmischwaldes stellt sich auch die Fichte ein; doch wird sie erst später dominant. Erst darnach bildet sich ein *Corylus*-Gipfel aus.

Im hinteren *Ötztal* haben Patzelt & Bortenschlager (1976, 1978a, b) und Bortenschlager (1982) in Moorprofilen versucht, die Vegetations-Entwicklung nach dem Abschmelzen des Eises in Verbindung mit dem weiteren Gletschergeschehen zu bringen. Im *Wildmoos* (1435 m) 2 km S von Sölden begann die organogene Sedimentation in 6,3 m Tiefe vor 10235 ± 190 Jahren v. h. mit 78% *Pinus* und 13% *Betula*. Auch auf dem Sattel W des Hohen Nachtberges, im *Atemlöchermoos* (1700 m), ebenfalls innerhalb des Egesen-Stadiums mit seinen 2,5 km N von Sölden gelegenen äußersten Moränen, ergab eine Basisprobe ein ^{14}C-Datum von 10100 ± 115 Jahren v. h. Im *Pillermoos* (1760 m) N von Untergurgl stellen sich bei einem Basisdatum von 9950 ± 290 v. h. *Pinus*-Werte von 80%und *Betula*-Werte von 5% ein, was auf Bewaldung hindeutet; zur Zeit des Egesen-Stadiums war dort das Eis noch 350 m mächtig.

Das Profil *Schönwies* (2260 m) S von Obergurgl beginnt in 2,05 m Tiefe mit hohen *Pinus*-Werten. Holzfunde von der Basis sowie ^{14}C-Daten von 9590 ± 260 und 8960 ± 140 Jahren v. h. belegen im Präboreal Zwergstrauchheiden und *Pinus*-Bestände in unmittelbarer Umgebung. Der folgende Abschnitt (1,9–1,15 m) mit hohen Nichtbaumpollen-Werten und 7880 ± 170 v. h. (in 1,2 m) deutet auf waldfeindliche, aber für das Torfwachstum günstige Bedingungen mit Zuwachsraten von 7,5 cm/Jh. hin. In der folgenden Phase mit bis 61% *Pinus* und 23% *Picea* sinken diese auf 1,2 cm/Jh. In den kontinentalen inneren Alpen scheint es, daß die Zuwachsraten umgekehrt proportional zu den Niederschlägen verlaufen. Die kühl-feuchte Zeit von 8800–8000 v. h. entspricht der Venediger Kühlphase, die im Venediger Gebiet durch Gletscher-Hochstände belegt ist (Patzelt, 1973). Die folgende *Pinus-Picea*-reiche Waldzeit wird durch einen Nichtbaumpollen-reichen Abschnitt unterbrochen, der wenig vor 5720 ± 100 v. h. einsetzt und der Frosnitz-Kühlzeit entspricht. Die erhöhten Nichtbaumpollen-Werte sind wohl mit dem tiefsten Abschnitt des Rotmoos-Profils zu verbinden.

Erste Untersuchungen des benachbarten *Rotmooses* gehen auf v. Sarnthein (1936) zurück. Neuere Forschungen (Patzelt, 1973; Patzelt & Bortenschlager, 1976, 1978; K. & E. Rybníček, 1977) stießen in 2,7 m Tiefe durch tonig-schluffige Sedimente auf Schotter bis ins Jüngere Atlantikum vor. Ein Torfband in 2,43 m ergab 5170 ± 100, eine weitere Datierung in 2,25 m 4680 ± 100 Jahre v. h. Patzelt hat die waldfeindlichen Klima-Rückschläge, in denen *Pinus* auf 20 bzw. 25% und *Picea* auf 12 bzw. 11% zurückfallen, als Rotmoos-Kühlzeit bezeichnet. Auch die weiteren Nichtbaumpollen-Schübe lassen sich bekannten Klima-Rückschlägen und Gletscher-Vorstößen zuordnen. Nur für die größte fand sich kein Äquivalent; sie wird einem einmaligen Lawinen-Ereignis zugeschrieben.

In den Talschlüssen der *Stubaier Alpen* hat J. Weirich (in Weirich & S. Bortenschlager, 1980) innerhalb der größten Egesen-Moränen einige Moorprofile untersucht. Im *Oberberg-Tal* brachte ein Moor in 2155 m Höhe mit einem Basisdatum von 9630 ± 95 Jahren v. h. ein Mindestalter für das Eisfreiwerden nach dem vorletzten Egesen-Stadium und den Beginn des Moorwachstums. Nichtbaumpollen-Gipfel mit Gramineen, *Juniperus*, *Rumex* und *Urtica*, die von einem erneuten *Pinus*-Anstieg mit Daten um knapp 7000 v. h. abgelöst werden, bekunden die Venediger Klima-Rückschläge.

Erst darnach setzte das Moorwachstum im Talschluß des *Fernau* ein, vor dem *Grünau-Ferner* mit einem Basisdatum von 7350 ± 130 und im *Bunten Moor* bei der Dresdener Hütte, wo schon L. Aario (1944) und F. Mayr (1964, 1968) Profile untersucht haben. Aufgrund von zwei Basisdaten von 6220 ± 1110 und ± 250 Jahren v. h. an *Pinus cembra* und *Alnus viridis* (Weirich & Bortenschlager) begann es im Jüngeren Atlantikum.

Mayr konnte jedoch in einer tieferen, von Cyperaceen-Torf überlagerten Gyttja noch das Frosnitz-Stadial nachweisen. Dieser waldfeindliche Abschnitt zeichnet sich auch im Moor vor dem Grünau-Ferner und im Oberberg-Talschluß in einem Nichtbaumpollen-Gipfel ab.

Nach einer Periode ausgeglichener, waldgünstiger Moorentwicklung zeichnet sich nach 3000 ± 200 v. h., ersten *Castanea*-Pollen, hohen Nichtbaumpollen-Werten und einer *Alnus*-Dominanz zwischen Subboreal und Älterem Subatlantikum eine weitere Klima-Verschlechterung ab. Eine kräftige Zunahme der Gramineen deutet auf eine erste Weidewirtschaft. Darnach sind offenbar weite Gebiete bis zu einer jüngeren Weidewirtschaftsphase vergandet, die durch einen verstärkten Anstieg von *Pinus* wieder zurückgeht.

In den Zillertaler Alpen, im Profil Gerlospaß (1590 m), setzt nach einer Pioniervegetation mit *Pinus*, *Betula*, *Juniperus*, *Artemisia* und *Ephedra* die organische Sedimentation bei einem Basisdatum von 12155 ± 210 Jahren v. h. ein, wohl am Ende des Bölling-Interstadials, innerhalb des Gerlos-Stadiums mit einer Schneegrenze um 1950 m (Patzelt, 1975). Zugleich steigt *Pinus* stark an und erreicht im Alleröd Werte zwischen 70 und 75%. In einem Cyperaceen-Moorabschnitt, in der Jüngeren Dryaszeit mit einem ^{14}C-Datum von 9895 ± 95 v. h. an der Grenze zum hangenden *Sphagnum*-Torf, fällt *Pinus* auf 56% zurück, während *Betula* auf 10% ansteigt, so daß der Paßbereich wieder in den Waldgrenzen-Bereich fällt. Etwa mit den als Fernflug auftretenden ersten Wärmeliebenden, *Corylus* und den Vertretern des Eichenmischwaldes, wandert *Picea* ein und wird rasch vorherrschend.

Im Talschluß des *Zemmergrund* beginnt die Moorbildung auf 1800 m – die innersten Stirnmoränenwälle des Egesen-Stadiums liegen auf 1770 m – nach einem ^{14}C-Datum von 7040 ± 105 Jahren v. h. (Weirich & Bortenschlager, 1980). Der verzögerte Anstieg von *Picea* und die hohen Nichtbaumpollen-Werte im Boreal deuten auf eine Kühlphase, die wohl der Venediger Kühlphase gleichzusetzen ist. Holzfunde von *Pinus cembra* zu Beginn des nächsten Abschnittes belegen das Vorkommen von Arven in unmittelbarer Moornähe. Darnach fällt *Pinus* auf Minimalwerte zurück, was die Frosnitz-Kühlphase anzeigen dürfte. Dann steigen *Pinus* und *Picea* wieder an; *Alnus* und Nichtbaumpollen fallen zurück. Im nächsten Abschnitt gipfelt *Pinus* mit fast 50%. Zugleich stellen sich zahlreiche Hölzer – *P. cembra*, *Picea* und *Larix* – ein und dokumentieren damit im beginnenden Subboreal erneut Wald am Moorrand. Im Abfall von *Pinus* und *Picea* sowie im Vorherrschen von *Alnus* zeichnet sich eine abermalige Klima-Verschlechterung ab. Diese hat bis in die Römerzeit angedauert, die durch erste *Castanea*- und *Juglans*-Pollen belegt wird. Die reinen Kulturzeiger – *Plantago* und *Secale* – halten erst nach dem Maximum von *Selaginella selaginoides* durch, obwohl sie bereits darunter auftreten. Der darnach sich abzeichnende Nichtbaumpollen-Gipfel ist wohl der Klima-Verschlechterung in den ersten nachchristlichen Jahrhunderten zuzuordnen.

NE von *Kufstein*, zwischen *Reither-* und *Kitzbüheler Ache* sowie am *Paß Thurn* hat I. Bortenschlager (1976) einige Moorprofile pollenanalytisch untersucht. Die ältesten erbohrten, noch durchweg tonigen Sedimente belegen mit hohen Werten von *Artemisia*, Chenopodiaceen, *Thalictrum*, *Helianthemum* und *Rumex* eine Pionier-Vegetation. Dabei zeichnen sich bei Miesberg NE von Kufstein und bei Giering NW von Kitzbühel mit Daten von der Torfbasis von 13035 ± 105 bzw. 13130 ± 190 Jahren v. h. noch kleine Schwankungen ab. Dann folgt eine Strauch-Phase mit erhöhten *Juniperus*- und *Hippophaë*-Werten, welche – nach einem Birken-Gipfel – zum endgültigen *Pinus*-Anstieg überleitet.

Die Ältere Dryaszeit zeichnet sich – wohl wegen der geringen Sedimentationsrate – in diesem Raum nicht, die Jüngere – mit Ausnahme von Miesberg – nur schwach ab.
Um 9500 Jahren v. h. kommt der Eichenmischwald auf, der kurz darnach Maximalwerte erreicht. *Picea* beginnt etwa gleich früh von E her einzuwandern, gewinnt jedoch erst später an Bedeutung und dominiert dann längere Zeit. Um 8250 v. h. tritt sie am Lai Nair im Unterengadin (M. Welten, 1962), um 6950 v. h. bei St. Moritz im Oberengadin auf (H. Kleiber, 1974).
Relativ spät, um 6000 v. h., wandert die Tanne von SW und nur wenig später die Buche von E her ein. Im Profil Giering geht die Tannen-Buchen-Ausbreitung mit dem Ulmen-Abfall einher. Hernach zeigen *Alnus* und *Corylus* hohe Werte, ebenso steigen die Nichtbaumpollen, vorab Gramineen, *Plantago*, Ericaceen mit *Calluna*, leicht an, was mit dem ersten menschlichen Einfluß parallel verläuft, der in Tirol um 5000 v. h. stattgefunden hat (I. & S. Bortenschlager, 1982).
Nach diesem ersten Eingriff des Menschen erfolgt eine erste Regeneration der Tannen-Buchen-Wälder. In der Bronzezeit zeichnen sich wieder ähnliche Vorgänge ab wie nach dem Ulmen-Abfall; in der Eisenzeit ist der Wald erneut regeneriert. Ackerbau ist bereits intensiver betrieben worden.
Das Auftreten von *Castanea* und *Juglans* um die Zeitwende markiert NW von Kitzbühel bereits eine große Waldfreiheit in den Tieflagen.

Die Funde eiszeitlicher Großsäuger im Tiroler Inntal

Reste des Höhlenbären – *Ursus spelaeus* – wohl von 380 Tieren, sind aus der Tischofer Höhle im Kaisertal bei Kufstein geborgen worden. Eine ^{14}C-Datierung ergab 27875 ± 485 Jahre v. h. Ein Schädelstück kam beim Bau der Brennerbahn am Matreier Schloßberg zum Vorschein. In der Tischofer Höhle sind neben menschlichen Gebeinen, Geräten und Schmuck auch Skelettreste des Höhlenlöwen – *Felis spelaea* – und der Höhlenhyäne – *Crocuta spelaea* – gefunden worden (M. Schlosser, 1910; W. Kneussl, 1973; G. Mutschlechner, 1979).
Vom Mammut sind bisher aus dem Tiroler Abschnitt des Inn-Gletschers nur wenige Reste bekannt geworden: ein Schulterblatt auf den Wiltener Feldern, je ein Stoßzahn in der Schottergrube der Höttinger Au in Innsbruck (R. v. Klebelsberg, 1928) und an der Straße von Kufstein zum Hechtsee, die Spitze eines Stoßzahns in der Brandenberger Ache und ein Backenzahn beim Waidachsteg bei Kramsbach (Mutschlechner, 1979).
In der Vorderkarhöhle 5 km E von Scharnitz ist 1951 ein nahezu vollständiges Skelett eines einjährigen weiblichen Elchkalbes gefunden worden. Weitere Reste von *Alces alces* sind vom Plansee, von Inzing, Mils bei Hall und vom Achensee bekannt geworden. Vom Arzler Kalvarienberg NE von Innsbruck ist *Cervus elaphus* belegt.

Zur Ur- und Frühgeschichte des Inntales und seiner Seitentäler

Frühjungpaläolithische Kulturzeugen – von Höhlenbärenjägern – sind 1859 von A. Pichler (1860) in der Tischofer Höhle im Kaisertal E von Kufstein entdeckt worden (O. Menghin in Menghin et al., 1969).
Aus dem Inntal sind *neolithische Siedlungen* mit Feuerstein-Schabern und Altheimer Ke-

ramik von Hötting und Gnadenwald und mit einem Serpentin-Lochbeil von Kirchbichl bekannt geworden. Sie bekunden Beziehungen zum Alpen-Vorland. Einzelobjekte fanden sich in Innsbruck, bei Solstein W der Stadt, bei Ampaß, am Lanserkopf, bei Matrei, St. Martin NE von Solbad Hall, Wattens-Himmelreich, Breitenbach, an der Hohen Salve bei Hopfgarten, bei Kufstein und am Unterangerberg, wo ein Lochbeil geborgen werden konnte.

Aus der *frühen Bronzezeit* ist von Hötting eine Siedlung belegt. Weitere stammen von Zams E von Landeck – ein Depotfund – und von der Tischofer Höhle bei Kufstein (O. Menghin, 1969). Einzelfunde von Natters-Sonnenburgerbühel, Patsch und Matrei. Bergbau-Spuren reichen bei Schwaz, Kitzbühel und Jochberg bis in die frühe Bronzezeit zurück (P. Gstrein, 1982).

Aus der Umgebung von Innsbruck sind aus der *mittleren Bronzezeit* mehrere Siedlungen bekannt geworden: von Patsch, Telfes, Matrei, Trins im Gschnitztal sowie von Schattwald bei Reutte. In Telfes im Stubai ist 1976 eine Zisterne angefahren worden (G. Kaltenhauser, 1979). Lappenbeile stammen von der Steinberg-Alm oberhalb von Kufstein und von Kitzbühel, Einzelfunde von Perjen bei Landeck (S. 139), vom Martinsbühel, von Mühlau, Absam, Rum und Volders, Steinach und Trins, E bzw. S von Innsbruck, von der Dalfaz-Alm bei Schwaz und von Achenrain bei Wörgl, ein Griffplattenschwert von der Hohen Salve.

Aus der *späten Bronzezeit* sind Siedlungen nachgewiesen von Ötz, Völs, Ampaß, Schönberg und Natters sowie von Brixlegg. Gräber wurden entdeckt in Imst, Karrösten, Telfs, Zirl-Martinswand und um Innsbruck in Hötting, Absam, Amras, Wilten, Mühlau, Thaur, Völs, in Ellbögen, Matrei und Steinach im Silltal, Inn-abwärts in Baumkirchen, Volders und Wörgl. Einzelobjekte – Lanzenspitzen, Lappenbeile, Griffzungendolche, Fibeln – fanden sich um Landeck, bei Haiming, Matrei und in Kirchberg SW von Kitzbühel. Die zahlreichen urnenfelderzeitlichen Brandbestattungen im zentralen Ostalpen-Raum erlauben eine Gliederung der Höttinger- oder Inntal-Kultur in 3 aufeinanderfolgende Gruppen:

- ältere Steinkisten-Gräber aus dem 13. Jahrhundert v. Chr. mit Leichenbrand ohne Urne: Henkelkrüge mit trichterförmigem Hals und überhängendem Bauch, Griffplattenmesser mit gewölbtem Rücken, einnietige Griffplattendolche sowie Kugel- und Turbankopf-Nadeln.
- Urnengräber aus dem 12. Jahrhundert v. Chr. mit Zylinderhals-Urnen mit Schulterverzierung: Henkelkrüge und -kannen, Griffzungen- und Griffdornmesser, gedrehte und gerippte Armringe, Gürtelhaken, Violinbogen- und Vasenkopf-Nadeln.
- Gräber aus dem 11. und 10. Jahrhundert v. Chr. mit Zylinderhals-Urnen mit Schulterreifen: Henkelkrüge, Becher, Sauggefäße, Dreiwulst-Schwerter, geschweifte Griffdolchmesser, Bronzetassen, Kugelkopf-Nadeln mit gedrehtem Kopf und als jüngste Formen: doppelkonische Urnen und geschweifte Griffzungenmesser.

In der *älteren Urnenfelder Zeit* durchdrangen Träger der Melauner-(Laugener-)Kultur des Südens (S. 252f.) vorab den S des zentralen Ostalpen-Raumes, während N-Tirol nur von Ausläufern erreicht worden ist. In der technischen Produktion wird ein eigenständiges Formgefüge ausgebildet. Ein historisches Ereignis oder folgenschwere natürliche Veränderungen scheinen den Kupfer-Bergbau bei Schwaz und bei Kitzbühel beendet zu haben, da die *jüngere Urnenfelder Kultur* in N-Tirol nur durch vereinzelte Grab- und Streufunde belegt ist.

Aus der *Hallstatt-Zeit* sind Siedlungen bekannt geworden von Tarrenz mit Fritzner Scha-

len, Töpfen und Bronzeblechen, von Silz-Petersberg, vom Locherboden bei Mötz mit Bronzeprunkmesser, von Oberperfuß, Hötting und Ampaß, von Brixlegg, Stans-Burgberg, Reith-Kropfberg und Wörgl-Graffenberg. Gräber sind bei Haiming – mit Bronzeblechband –, in Innsbruck-Egerdach – mit Lanzenspitzen und geschwungener Messerklinge –, Matrei – mit Kugelhalsgefäß, Tierfibel und Situlen-Bruchstück – und in Wörgl-Egerndorfer Wald – mit Keramik-Schalen, Schaukelfußringen, Mehrkopfnadeln, Fibeln und Situlen-Eimern aus Bronzeblech – freigelegt worden. Depotfunde stammen von Steinach, Kirchbichl und Kufstein, Einzelfunde von Mieming und Patsch, wo ein Lappenbeil geborgen werden konnte (O. Menghin, R. & W. Kneussl, 1969).

Aus der *Latène-Zeit* sind Siedlungen nachgewiesen in Arzl im untersten Pitztal, in Tarrenz – mit Kultplatz – und im Inntal in Pfaffenhofen, Inzing, Ranggen, Birgitz, Wilten – Spiralarmring und Gürtelbleche –, in Vill und Igls S von Innsbruck – mit Fritzner Schalen, Henkelkrug und Armringen –, in Natters-Sonnenburgerbühel, im Silltal in Schönberg und Matrei, wo ein Henkel mit Inschrift gefunden worden ist. Inn-abwärts lieferte Volders-Himmelreich Dokumente: Messer, Dolch, Hellebarde, Lanzenspitze, ein mittellatènezeitliches Schwert, Ackerhaue, Werkgeräte, Fritzner Schalen, Gürtelringe, Fibeln und Glasperlen (A. Kasseroler, 1957). Um 450 v. Chr. fand die Niederlassung ein jähes Ende. Von Fritzens (L. Franz, 1950), Reith und Stans-Burgberg (A. Lippe 1953) sind ganze Siedlungen bekannt. Sie lieferten Schälchen, Spiralarmringe, Eisenmesser mit verziertem Beingriff, Anhänger mit einem Bärenzahn und Glasringe. Kurz vor 100 v. Chr. wurden auch diese Siedlungen – wohl von herumziehenden Kimbern – zerstört. Kultplätze bestanden in Landeck-Perjen, Trins und Gries am Brenner, Gräber in Hötting – mit einer Frühlatène-Fibel – Igls und Kundl. Statuetten – kleine bronzene Männchen – sind in Perjen – mit einer Certoser Fibel – und in Imst gefunden worden.

Die von Bozen Eisack-aufwärts führende Römerstraße verband sich mit dem östlichen Ast der Via Claudia Augusta (S. 276). Dieser führte von Aquileia über den Kreuzberg-Paß, durchs Pustertal und über den 48 n. Chr. ausgebauten Brenner nach dem bereits vorrömischen Veldidena – Innsbruck-Wilten, Inn-aufwärts bis Teriolis – Zirl, über den Sattel von Seefeld nach Scarbia – Scharnitz – und über Mittenwald–Parthanum – Partenkirchen – nach Augusta Vindelicum – Augsburg. Meilensteine sind bekannt von Matrei, Schönberg, Wilten, Zirl, Reith und Scharnitz.

Von Teriolis folgte eine Talstraße dem Inn, von der bei Karres noch Reste erhalten sind. Auch sie verband die östliche Via Claudia Augusta mit der westlichen, die von Bozen durch den Vinschgau über den Reschenpaß ins Oberinntal und über den Fernpaß nach Parthanum und weiter über Foetibus – Füssen – nach Cambodunum – Kempten – führte. Zugleich bestand eine Verbindung von Veldidena Inn-abwärts ins Rosenheimer Becken und eine weitere aus dem Unterinntal ins Salzachtal. Siedlungen sind bekannt von Zirl, Reith, Telfs, Karres und Tarrenz, um Innsbruck von Wilten, Vill und Hall, von Matrei, das als Matreium im 3. Jahrhundert angelegt worden ist, und Inn-abwärts von Wattens, Mascianum (Matzen), Kleinsöll, Langkampfen, Vergilianum (Wörgl), und Zell, Einzelfunde von Hötting, Volders, Fritzens, Schwaz, vom Tuxer Joch und von Hintertux im Zillertal. Von Bruck am Ziller ist schon ein römischer Übergang belegt.

Um 260 hatten Alemannen den römischen Grenzwall zwischen Rhein und Donau durchbrochen und drängten gegen S und SE vor. Um 500 stießen sie aus der Bodensee-Gegend tiefer nach Vorarlberg vor, schufen Rodungsinseln und zogen über die Pässe ins obere Lechtal, wo sie sich mit ansässigen Rätoromanen mischten. Albiko – Elbigenalp – wird als Pfarre schon im 9. Jahrhundert erwähnt. Eine intensivere Besiedlung setzt

Fig. 70 Schmelzwasserrinne bei Ampaß gegen das Unterinntal und den Bettelwurf (2726 m). Durch sie führte die Salzstraße auf die Inntal-Terrasse. Photo: Dr. A. Defner, Igls bei Innsbruck.

im oberen Lechtal und seinen Seitentälern erst im frühen 13. Jahrhundert ein. Von Pfafflar (1619 m) im obersten Bschlaber Tal sollen die ältesten Häuser Tirols stammen. In den abgelegenen und kargen Seitentälern konnten sich auch die Rätoromanen noch lange halten. Das Tannheimer Tal wurde vom Illertal über Hindelang–Oberjoch besiedelt. In Warth und Lech ließen sich erst um 1400 Walser nieder.

Von Böhmen bewegten sich Bajuwaren gegen S und SW. Um 530 hielten sie den Raum zwischen Enns und Lech besetzt und stießen – von eigenen nachrückenden Stämmen bedrängt – zunächst ins Inntal und dann weiter gegen S vor. Ein Skelettfund in Ampaß fällt in die Zeit um 600.

Im Frühmittelalter sind Siedlungen im Inntal noch recht selten. Gräber wurden freigelegt in Zams, Imst, Telfs, Pfaffenhofen, am Martinsbühel, um Innsbruck in Wilten, Natters, Vils, Igls und Arzl sowie in Unterlangkampfen bei Kufstein und in Kleinsöll.

Die Christianisierung erfolgte durch romanisierte Räter und irische Wandermönche. Im frühen 6. Jahrhundert entstand in Pfaffenhofen eine Bischofskirche und 565 eine Kapelle, die templa Valentini, auf dem Brenner. Auch die Fundamente des Kirchleins auf dem Martinsbühel stammen aus dem 6. Jahrhundert. In Münster NE von Jenbach bestand schon um 600 eine irokeltische Missionsstation und im 7. Jahrhundert bereits ein Klösterchen. In Imst, das als oppidum humiste 763 genannt wird, in Zell am Ziller, Langkampfen und in Niederndorf reichen Urpfarren bis ins 8. Jahrhundert zurück. In Wilten wurde um 870 ein erstes Kloster gegründet und in Kleinsöll an der Wende vom 9. zum 10. Jahrhundert eine Kirche gebaut. Das Kloster St. Georgenberg NW von Stans geht auf die Mitte des 10. Jahrhunderts zurück (E. Widmoser, 1970). Einzelfunde stammen von Ampaß und Matrei, Inn-abwärts von Weerburg bei Schwaz, Wiesing bei Jenbach und von Wörgl, das schon früh eine besondere Bedeutung erlangt hat.

Bereits im Hochmittelalter waren in Seitentälern entlegenste Orte besiedelt. Tux im Zillertal kam 889 ans Erzstift Salzburg. Im 11. Jahrhundert ist von einem Mons in Stubey die Rede. 1073 wurde Walchsee als Walchese erstmals genannt. Der Name bezeugt die Anwesenheit von Romanen, die im Unterinntal nur bis ins 8. Jahrhundert anzutreffen sind. 1094 wird Breitenwang am Plansee, 1104 Ischgl im Paznaun, 1154 Gerlos im östlichsten Quellast des Zillertales, um 1130 St. Sigmund im Sellrain, um 1150 Niederthai und Seldun (Sölden), 1219 Ranalt im Stubaital, 1241 Vent und 1250 Gurgl im hintersten Ötztal erwähnt (Widmoser, 1970).
Noch im 13. Jahrhundert war die Hochfläche von Seefeld – Scharnitz – Garmisch bis Füssen und über den Walchen- zum Kochelsee ein zusammenhängendes Waldgebiet.
Im Gegensatz zu Hallstatt und Hallein wurde in Hall – wie eine Urkunde von 1232 dokumentiert – erst seit dem Hochmittelalter Salz gewonnen. An der schmalsten Stelle, wo der Weißenbach den Inn ganz an die südliche Talflanke drängt, wurde um 1300 eine Brücke gebaut. Über sie führte eine Salzstraße durch eine seitliche Schmelzwasserrinne (Fig. 70) auf die Inntal-Terrasse und weiter auf der E-Seite der Sill nach Matrei und über den Brenner nach Südtirol. Damit büßten ältere Salzwege durchs Salzach- und Ahrntal und besonders durchs Ziller- und Pfitschtal an Bedeutung ein.

Zur Besiedlungsgeschichte des oberen Oberinntales

Eine bei Ried gefundene neolithische Flachaxt ist im obersten Oberinntal wohl das älteste Zeugnis menschlicher Tätigkeit. Überreste der Straubinger Kultur belegen im Landecker Raum, Depotfunde in Ried und Zams eine bis in die frühe und mittlere Bronzezeit zurückreichende Besiedlung und bekunden mit den Funden eines Absatzbeils in Perjen und eines Lappenbeils in Stanz Beziehungen zum nördlichen Alpenvorland bis in die ältere Urnenfelder Zeit.
Über den Arlberg bestand eine Verbindung durchs Klostertal und den Walgau ins Vorarlberger Rheintal (Bd. 2, S. 111). Nach S existierte eine Verkehrsader Inn-aufwärts ins Engadin, über den Maloja und durchs Bergell zum Comersee und über den Joriopaß ins Tessin. In der jüngeren Urnenfelder Zeit – um rund 1000 v. Chr. – wurde diese Verbindung abgelöst durch die von S, über den Reschenpaß vordringende Melauner Kultur. Urnenfelder Gräber sind um Landeck in Zams, Perjen, Stanz und Flirsch, Inn-aufwärts in Prutz und Ladis freigelegt worden.
In der Hallstatt-Zeit zeichnen sich Beziehungen nach NE zu den Hallstatt-Leuten und nach S zu den Venetern ab. Dabei scheint der Reschen durch die vor den Kelten in den Alpenraum flüchtenden Etrusker und Veneter an Bedeutung gewonnen zu haben.
Nauders, Tösens Ladis und Prutz weisen auf illyrisch-venetischen Ursprung hin; Thaia – Alphütte, Trisanna – die schnell Laufende, Perjen – Brücke und Gallmigg – kahler Bergrücken sind keltisch. Mit der Besetzung des Alpenraumes begannen die Römer die bestehenden Wege und Furten auszubauen: von Bozen Etsch-aufwärts die westliche Via Claudia Augusta über den Reschenpaß nach Enutrium – Nauders, das durch Münz- und Grabfunde belegt ist, ins Oberinntal über Pfunds–Pontlatz nach Landeck, wo ein Wachtturm erhalten ist, und weiter über Zams – Starkenbach nach Imst (A. Planta, 1980). Von Imst führte die Straße, von der in Mils noch ein Stück erhalten ist, durch das Gurgltal zum Fernpaß (S. 137). Dadurch wurden diese Gebiete dem römischen Handel und Verkehr erschlossen. Von Nauders stammt ein erster schriftlicher Hinweis von 140

n. Chr. (O. Stolz, 1955; L. Thoma, 1975). Münzfunde in Serfaus (wohl von *supra faucus* = über den Schluchten) und die Bogenbrücken N von Tösens und Puntlatz – *Pons de Laudes* = Brücke von Ladis – die bereits 1329 bestand – deuten darauf hin, daß damals der Talboden von Ried noch versumpft und zeitweise unpassierbar war, so daß die Straße über die Terrasse von Serfaus–Fiss–Ladis angelegt worden war. Dieser Verkehrsweg ist bis ins Mittelalter benutzt worden (G. Juen, 1975). Wenn auch die Jahreszahl 427 an der Serfauser Madonna umstritten ist, so deuten die Kapelle zu St. Zeno sowie das Wirken des heiligen Valentin, des Apostels Rätiens, im frühen 5. Jahrhundert auf eine frühe Ausbreitung des Christentums beidseits des Reschen.

Anderseits stießen im 3. Jahrhundert germanische Stämme nach S und W vor und erschütterten das römische Reich, so daß sich die Bindungen der inneralpinen Täler zum römischen Süden schon im 3. und 4. Jahrhundert zu lockern begannen. Ebenso suchten römische Flüchtlinge von Oberitalien im Alpenraum Zuflucht. Ob sie vor den anstürmenden Germanen auf ihrer Flucht im geschützt gelegenen und trotz seiner Höhenlage klimatisch begünstigten Serfaus Zuflucht fanden?

Vom 6. Jahrhundert an begannen Germanen stärker in den Alpenraum einzudringen. Bajuwaren siedelten im Inntal immer weiter flußaufwärts. Dabei wirkte die Inn-Schlucht S von Landeck lange Zeit als Hemmnis, so daß sich das Rätoromanische im obersten Oberinntal bis ins 13. Jahrhundert zu behaupten vermochte. Bei Ried, das schon im 11. Jahrhundert bestand, wurde ein Wohnturm erbaut, da offenbar damals das Ried befahrbar wurde, so daß der Verkehr mehr und mehr durchs Tal erfolgte.

Nach einer kurzen zweisprachigen Zeit war die Germanisierung Ende des 14. Jahrhunderts bis ins südwestliche Tirol vollzogen, wogegen sich das Rätoromanische oberhalb der Innschlucht von Martina halten konnte. Anderseits waren Rätoromanen auf der Suche nach Alpweiden aus dem Inntal über hohe Pässe in die südlichen Seitentäler des Paznaun vorgestoßen, von Serfaus und Fiss über das Furgler Joch (2748 m), was Alpnamen wie Medrig, Gampertun, Versing und Verbell belegen. Dabei drangen sie bis an die Trisanna vor und gründeten im vordersten Paznaun, das wegen der Mündungsschlucht nur schwer vom Inn- und Stanzer Tal her zugänglich war, die Siedlung See. Durch den Schuttfächer des Schallerbach war dort die Trisanna zu einem See aufgestaut worden, der bis 1791 erwähnt wurde. 1406 löste sich See von Serfaus, blieb aber mit ihm bis zum Bau einer eigenen Kirche (1445) übers Furgler Joch verbunden (Juen, 1975). Inn-aufwärts drangen Rätoromanen von Ramosch durch die Val Sinestra über Cuolmen d'Fenga/Fimberpaß (2608 m) und den Pass dals Gips (2593 m) in die oberste Val Fenga/Fimbertal vor, wo die Landesgrenze bis 2120 m Fimber-abwärts reicht.

Im 15. Jahrhundert wurden am NW-Rand des Unterengadiner Fensters, vorab am Rotenstein W von Serfaus, Kupfer- und Schwefelkies sowie Silber-Antimon-Fahlerz abgebaut. Daneben wurde in der Hütte von Urgen SE von Landeck Quecksilber, Nickel, Blei, Zink und Gold gewonnen.

Wohl als Folge der Klima-Verschlechterung, die den Abbau und die Beschaffung von Grubenholz auf 2000 m Höhe beeinträchtigte, löste sich die Bergbau-Gewerkschaft anfangs des 17. Jahrhunderts auf. Im späteren 18. Jahrhundert mußte der in der Zwischenzeit nochmals kurz aufgeblühte Erzabbau erneut aufgelassen werden. Zugleich fielen im frühen 19. Jahrhundert die Erträge aus der Landwirtschaft – wiederum als Folge einer Klimaverschlechterung – zurück, so daß – zusammen mit der starken Aufteilung des Bodens – eine große Not über die Talschaft hereinbrach und viele Bewohner zum Ab- und Auswandern zwang (Juen, 1975).

Aario, L. (1944): Ein nachwärmezeitlicher Gletschervorstoß in den Stubaier Alpen – Acta Ggr., Helsinki, *9*.

Abele, G. (1974): Bergstürze in den Alpen – Wiss. Alpenver.-H., *25*.

– & Maier, J. (1975): Fernpaß – Garmisch-Partenkirchen – Innsbrucker Ggr. Stud., *2*.

Ampferer, O. (1925): Über Wachstumsunterschiede zwischen Fern- und Nahgletschern – Die Eiszeit, *2*.

– (1932k): Geologische Karte der Lechtaler Alpen 1:25000: Parseier Spitz-Gruppe, m. Erl. – GBA Wien.

– (1933k): Geologische Karte des Kaisergebirges – GBA Wien.

–, & Hammer, W. (1922k): Bl. 5145 Landeck – GSpK Rep. Österreich – GBA.

–, & Ohnesorge, Th. (1918k): Rattenberg – G K Österreichs 1:75000 – G Reichs-A.

Aric, K., & Steinhauser, P. (1977): Geophysikalische Untersuchung des Inntal-Untergrundes bei Thaur, östlich von Innsbruck – ZGG, *12*/1 (1976).

Bayberger, F. (1882): Der Inngletscher von Kufstein bis Haag – Peterm. Ggr. Mitt., Erg.-H. *70*.

Beug, H.-J. (1976): Die spätglaziale und frühpostglaziale Vegetationsgeschichte im Gebiet des ehemaligen Rosenheimer Sees (Oberbayern) – Bot. Jb. Syst., *95*/3.

Bobek, H. (1932): Alte Gletscherstände im Gebiet der Zillertaler- und Tuxeralpen – Z. Glkde., *20*.

– (1933): Die Formenentwicklung der Zillertaler und Tuxer Alpen – Forsch. Dt. Landes- u. Volkskde., *30*/1.

Bortenschlager, I. (1976): Beiträge zur Vegetationsgeschichte Tirols II: Kufstein–Kitzbühel–Paß Thurn – Ber. nat.-med. Ver. Innsbruck, *63*.

Bortenschlager, I. & S. (1982): Pollenanalytischer Nachweis früherer menschlicher Tätigkeit in Tirol – Veröff. Tiroler Landesmus. Ferdinandeum, *61* (1981).

Bortenschlager, S. (1977a): Ursachen und Ausmaß postglazialer Waldgrenzschwankungen in den Ostalpen – In: Frenzel, B., ed. (1977).

– (1977b): Alpine Late- and Post-Glacial – Proc. Working Session Comm. Holocene – INQUA (Euro-Siberian-Subcomm.) – Bratislava.

– (1978): Die spätglaziale Vegetationsentwicklung im Pollenprofil des Lansersee-Moores – Palaeolimnology Lake Biwa Japan. Pleistocene, *6*.

– (1982): Beiträge zur Vegetationsgeschichte Tirols I: Inntal–Ötztal – Wiss. Alpenver.-H., *26* – Innsbruck.

Bortenschlager, S., & Patzelt, G. (1969): Wärmezeitliche Klima- und Gletscherschwankungen im Pollenprofil eines hochgelegenen Moores der Venedigergruppe – E + G, *20*.

Ebers, E. (1955): Hauptwürm, Spätwürm, Frühwürm und die Frage der älteren Würmschotter – E + G, *6*.

Erismann, Th., Heuberger, H., & Preuss, E. (1977): Der Bimsstein von Köfels (Tirol), ein Bergsturz-«Friktionit» – Tschermaks Min.-Petr. Mitt., *24*.

Falbesoner, H. (1886): Der Fernpaß und seine Umgebung in Bezug auf das Glacialphänomen – 11. Progr. Privatgymn. Brixen.

Firbas, F. (1932): Das Moos an der Bieler Höhe – Feschr. Sekt. Wiesbaden DÖAV.

– (1935): Die Vegetationsentwicklung des mitteleuropäischen Spätglazials – Biblioth. Bot., *112*.

Finsterwalder, S. (1928): Begleitworte zur Karte des Gepatschferners – Z. Glkde., *16*.

Fliri, F. (1975): Das Klima der Alpen im Raume von Tirol – Monogr. Landeskde. Tirols, *1* – Innsbruck.

Fraedrich, R. (1979): Spät- und postglaziale Gletscherschwankungen in der Ferwallgruppe (Tirol/Vorarlberg) – Düsseldorfer Ggr. Schriften, *12*.

Franz, L. (1950): Die vorgeschichtlichen Altertümer von Fritzens – Schlern-Schr., *71* – Innsbruck.

– (1958): Ur- und frühgeschichtliche Funde in Nordtirol – Schlern, 32/3–4 – Bozen.

Frenzel, B., ed. (1977): Dendrochronologie und postglaziale Klimaschwankungen in Europa – Erdwiss. Forsch., *13* – Wiesbaden.

Frenzel, B., et al. (1972): Führer zu den Exkursionen der 16. wissenschaftlichen Tagung der Deutschen Quartärvereinigung – Stuttgart-Hohenheim.

– (1976, 1978): Führer zur Exkursionstagung des IGCP-Projektes 73/I/24 «Quarternary Glaciations in the Northern-Hemisphere» vom 5.–13. Sept. 1976 in den Südvogesen, im nördlichen Alpenvorland und in Tirol – Stuttgart-Hohenheim, Bad Godesberg.

Gams, H., & Nordhagen, R. (1923): Postglaziale Klimaänderungen und Krustenbewegungen in Mitteleuropa – Landeskdl. Forsch. Ggr. Ges. München, *25*.

Ganss, O. (1980k): Bl. 8239 Aschau i. Chiemgau, m. Erl. – G K Bayern, 1:25000, – Bayer. GLA, München

Gerhold, N. (1967, 1969): Zur Glazialgeologie der westlichen Ötztaler Alpen *1*, *2* – Veröff. Mus. Ferdinandeum Innsbruck, *47*, *49*.

Glückert, G. (1972): Eisrandlagen im Törwanger- und Gernmühler Becken am Samerberg bei Nußdorf am Inn (Oberbayern) – In: Frenzel, B., et al.

Glückert, G. (1979): Eisrandlagen am Samerberg bei Nußdorf am Inn (Oberbayern) – G Bavarica, *80.*
Gripp, K., & Ebers, E. (1957): Die Grenze von Inn- und Chiemseegletscher und die glazialmorphologische Kartenanalyse – Geomorph. Studien – Peterm. Ggr. Mitt., Erg.-H. *262.*
Gross, G., Kerschner, H. & Patzelt, G. (1978): Methodische Untersuchungen über die Schneegrenze in alpinen Gletschergebieten – ZGG, *12/2.*
Gstrein, P. (1982): Prähistorischer Bergbau am Burgstall bei Schwaz – Veröff. Tiroler Landesmus. Ferdinandeum, *61* (1981).
Hammer, W. (1923 k): Blatt 5245 Nauders – GSpK Rep. Österreich 1:75000, mit Erl. – GBA.
Hanke, H. (1935): Quartärgeologische Untersuchungen im inneren Ötztal – Jb. GBA, *85/1–2.*
Heissel, W. (1932): Quartärgeologie des Silltales – Jb. GBA, *82/3–4.*
– (1939): Gesteinsaufschmelzungen bei Ötz im Ötztal (Tirol) – Jb. GBA, *88* (1938).
– (1978): Exkursion B: Inntalquartär im südöstlichen Innsbrucker Mittelgebirge, im Raum Fritzens –Baumkirchen und im Gelände von Hötting b. Innsbruck – Exkursionsführer zur Herbsttagung Österr. G Ges. Innsbruck 8.–10. 9. 1978 – Innsbruck.
Heuberger, H. (1952): Hochgelegene Erratika an der Südseite des Inntales westlich Innsbruck – Z. Glkde., *2/1.*
– (1956): Gletschervorstöße zwischen Daun- und Fernau-Stadium in den nördlichen Stubaier Alpen (Tirol) – ZGG, *3* (1954).
– (1966): Gletschergeschichtliche Untersuchungen in den Zentralalpen zwischen Sellrain und Ötztal – Wiss. Alpenver., *20.*
– (1968 a): Die Alpengletscher im Spät- und Postglazial – E+G, *19.*
– (1968 b): Die Ötztalmündung (Inntal, Tirol) – Veröff. U. Innsbruck II, Alpenkdl. Stud. *1.*
– (1975): Das Ötztal – Innsbrucker Ggr. Stud., *2.*
–, & Beschel, R. (1958): Beiträge zur Datierung alter Gletscherstände im Hochstubai (Tirol) – Schlern-Schr., *190* – Innsbruck.
Hieronymi, C. (1978): Die quartären Ablagerungen am Ausgang des Pitztals/Tirol – GP Mitt. Innsbruck, *7/4.*
Husen van, D. (1968): Ein Beitrag zur Talgeschichte des Ennstales im Quartär – Mitt. Ges. G. Bergbaustud., *18.*
– (1977): Zur Fazies und Stratigraphie der jungpleistozänen Ablagerungen im Trauntal – Jb. G B A., *120/1.*
Juen, G. (1975): Serfaus – Ein Bergdorf im Wandel der Jahrhunderte – 2. Aufl. – Serfaus.
Kaltenhauser, G. (1979): Die urzeitliche Zisterne von Telfes im Stubai – Veröff. Tiroler Landesmus. Ferdinandeum, *58* (1978).
Kasseroler, A. (1957): Die vorgeschichtliche Niederlassung auf dem «Himmelreich» bei Wattens – Schlern-Schr., *166* – Innsbruck.
Kerner v. Marilaun, F. (1890): Die letzte Vergletscherung der Centralalpen im Norden des Brenner – Mitt. k.-k. Ggr. Ges. Wien *(1980).*
Kerschner, H. (1976): Das Daun- und Egesenstadium in ausgewählten Tälern der Zentralalpen von Nordtirol und Graubünden – Diss. U. Innsbruck (unpubl.).
– (1978 a): Untersuchungen zum Daun- und Egesenstadium in Nordtirol und Graubünden (methodische Überlegungen) – Ggr. Jber. Österreich, *36.*
– (1978 b): Spätglaziale Gletscherstände im inneren Kaunertal (Ötztaler Alpen) – Innsbrucker Ggr. Studien, *6.*
Kinzl, H. (1929): Beiträge zur Geschichte der Gletscherschwankungen in den Ostalpen – Z. Glkde., *17.*
Klebelsberg, R. v. (1923): Glazialgeologische Notizen vom bayerischen Alpenrande – 6. Die Sachranger Berge – Z. Glkde., 13.
– (1928): Ein Mammutzahn-Fund bei Innsbruck – Z. Glkde., *16.*
– (1929): Alte Moränen am Brenner in Tirol. Gschnitz Moräne am Mieslkopf bei Matrei (Brenner). Die Gschnitz Moräne im Arztal bei Innsbruck – Z. Glkde., *17.*
– (1935): Geologie von Tirol – Berlin.
– (1936): Die «Stadien» der Gletscher in den Alpen – Vh. 3. internat. Quartär-Konf., *1* – Wien.
– (1942): Glazialgeologische Beobachtungen am Venet u. Tschirgant im Oberinntal (Tirol) – Z. Glkde., *28.*
– (1949): Handbuch der Gletscherkunde und Glazialgeologie, *2* – Wien.
– (1950): Das Silltal bei Matrei – Schlern-Schr., *84.*
Kleiber, H. (1974): Pollenanalytische Untersuchungen zum Eisrückzug und zur Vegetationsgeschichte im Oberengadin I – Bot. Jb. Syst., *94/1.*
Kneussl, W. (1973): Höhlenbärenknochen aus der Tischofer-Höhle (Kaisertal bei Kufstein – Nordtirol) mit 14C-Methode altersbestimmt – Z. Glkde., *9/1–2.*
König, W. (1979): Neuere Forschungsansätze aus dem Gebiet der präwürmzeitlichen Moränen und Schotter des pleistozänen Innvorlandgletschers – Heidelberger Ggr. Arb., *49.*

Kral, F. (1974): Grundzüge einer postglazialen Waldgeschichte des Ostalpenraumes – In: Mayer, H.: Wälder des Ostalpenraumes – Stuttgart.
Kurat, G., & Richter, W. (1972): Impaktite von Köfels, Tirol – Tschermaks Min.-Petr. Mitt., *17*.
Ladurner, J. (1932): Die Quartärablagerungen des Sellrain (Stubaier Alpen) – Jb. GBA, *82*/3–4.
Leidlmair, A., et al. (1950): Der Wildmoos- und Lottensee, zwei Naturwunder Tirols – Alpenggr. Stud. Ggr. I. U. Innsbruck.
Lippe, A. (1953): Ein vorgeschichtlicher Weiler auf dem Burgberg von Stans bei Schwaz – Schlern-Schr., *199* – Innsbruck.
Mayr, F. (1964): Untersuchungen über Ausmaß und Folgen der Klima- und Gletscherschwankungen seit Beginn der postglazialen Wärmezeit. Ausgewählte Beispiele aus den Stubaier Alpen in Tirol – Z. Geomorph., NF, *8*.
– (1968): Über den Beginn der Würmeiszeit im Inntal bei Innsbruck – Z. Geomorph., NF, *12*.
– & Heuberger, H. (1968): Type Areas of Late Glacial and Post-Glacial Deposits in Tyrol, Eastern Alps – Proc. VIIth INQUA Congr., *14*. U. Colorado Stud., Ser. Earth Sci, *7*.
Menghin, O. (1954): Zur Vor- und Frühgeschichte von Imst – Schlern-Schr., *110* – Innsbruck.
Menghin, O., Kneussl, R., & Kneussl, W. (1969): Beiträge zur Urgeschichte Tirols – Innsbr. Beitr. Kulturwiss., Sonderh. *29*.
Morawetz, S. (1952): Die Vergletscherung der zentralen Ötztaler Alpen zwischen Similaun und Timmeljoch – ZGG, *2*/1.
– (1954): Die Vergletscherung des inneren Kauner-, Pitz- und Rofentales (Ötztaler Alpen, Tirol) – ZGG, *2*/1.
Müller, M., & Unger, H. (1973): Das Molasse-Relief im Bereich des würmzeitlichen Inn-Vorlandgletschers mit Bemerkungen zur Stratigraphie und Paläogeographie des Pleistozäns – G Bavarica, *69*.
Mutschlechner, G. (1949): Spuren des Inngletschers im Bereich des Karwendelgebirges – Jb. GBA Wien, *93* (1948).
– (1954): Der Erzbergbau in der Umgebung von Imst – Schlern-Schr., *110* – Innsbruck.
– (1969): Kitzbüheler Bergbaugeschichte – Stadtbuch Kitzbühel, *2 (1968)*.
– (1974): Der Bergbau an der Innsbrucker Nordkette zwischen Kranebitten und Mühlau – Veröff. Innsbr. Stadtarch., NF, *5*.
– (1979): Eiszeitliche und nacheiszeitliche Funde größerer Säugetiere in Tirol – Skr. Ausstellung zool. Spezialitäten aus Tirol, Weiherburg, 1. 6. – 5. 8. 1979 – Innsbruck-Hall.
Nathorst, A. G. (1892): Über den gegenwärtigen Standpunkt unserer Kenntnisse von dem Vorkommen fossiler Glazialpflanzen – Bih. Kgl. Sv. Vetensk.-Akad. Handl., *17*/III, 5.
Paschinger, H. (1952): Die spätglazialen Gletscher des Gschnitztales – ZGG, *2*/1.
Patzelt, G. (1967): Die Gletscher der Venedigergruppe – Geogr. Diss. U. Innsbruck.
– (1972): Die spätglazialen Stadien und postglazialen Schwankungen von Ostalpengletschern – Ber. dt. Bot. Ges., *85*.
– (1973 a): Die neuzeitlichen Gletscherschwankungen in der Venedigergruppe (Hohe Tauern, Ostalpen) – ZGG, *9*/1–2.
– (1975): Unterinntal – Zillertal – Pinzgau – Kitzbühel – Innsbrucker Ggr. Stud., *2*.
– & Bortenschlager, S. (1973 b): Die postglazialen Gletscher- und Klimaschwankungen in der Venedigergruppe (Hohe Tauern, Ostalpen) – Z. Geomorph., Suppl., *16*.
– & Bortenschlager, S. (1976): Spät- und Postglazial im Ötztal und im Inntal (Ostalpen, Tirol) – In: Frenzel, B., et al.
– (1978): Zur Chronologie des Spät- und Postglazials im Ötztal und Inntal (Ostalpen, Tirol) – In: Frenzel, B., et al.
Paul, H., & Ruoff, S. (1927): Pollenstatistische und stratigraphische Mooruntersuchungen im südlichen Bayern, 1. Teil – Ber. Bayer. Bot. Ges., *19*.
Penck, A., & Brückner, E. (1909): Die Alpen im Eiszeitalter, *3* – Leipzig.
Pflaumann, U., & Stephan, W. (1968 k): Bl. 8237 Miesbach, m. Erl. – GK Bayern 1:25 000, m. Erl. – Bayer. GLA, München.
Pichler, A. (1856): Zur Geognosie der nördlichen Kalkalpen Tirols (Nördliche Kalkalpen Seefeld–Kufstein, Stubaier Kalkalpen, Brenner, Tuxer Voralpen) – Jb. G Reichs-A., Wien.
– (1860): Zur Geognosie Tirols – II. Die Knochenhöhle bei Kufstein – Z. Mus. Ferdinandeum Innsbruck.
Planta, A. (1980): Neues von der Via Claudia Augusta – Veröff. Tiroler Landesmus. Ferdinandeum, *60* – Innsbruck.
Preuss, E., (1974): Der Bimsstein von Köfels im Ötztal/Tirol – Die Reibungsschmelze eines Bergsturzes – Jb. Ver. Schutze Alpenpfl. und -Tiere, *39*.

Rausch, K. A. (1975): Untersuchungen zur spät- und nacheiszeitlichen Vegetationsgeschichte im Gebiet des ehemaligen Inn-Chiemseegletschers – Flora, *164*.
Reithofer, O. (1931): Über den Nachweis von Interglazialablagerungen zwischen der Würmeiszeit und der Schlußvereisung im Ferwall- und Schönferwalltal – Jb. GBA, *81/1–2*.
Richter, E. (1892): Urkunden über die Ausbrüche des Vernagt- und des Gurgler Gletschers im 17. und 18. Jahrhundert – Forsch. Dt. Landes- u. Volkskde., *6/4*.
Rybníček, K., & E. (1977): Mooruntersuchungen im oberen Gurgltal, Ötztaler Alpen – Folia Geobot. Phytotax., Praha, *12*.
Sarnthein, R. v. (1936): Moor- und Seeablagerungen aus den Tiroler Alpen in ihrer waldgeschichtlichen Bedeutung – I: Brennergegend und Eisacktal – Beih. Bot. Cbl., *55* B/3.
– (1940): Moor- und Seeablagerungen aus den Tiroler Alpen in ihrer waldgeschichtlichen Bedeutung – II: Seen der Nordtiroler Kalkalpen – Beih. Bot. Cbl., *60* B/3.
– (1948): Moor- und Seeablagerungen aus den Tiroler Alpen in ihrer waldgeschichtlichen Bedeutung – III: Kitzbühler Alpen und unteres Inntal – Österr. Bot. Z. *95/1*.
Schaefer, I. (1958): Der Fischbacher Gletscherschliff – Ein neues eiszeitliches Naturdenkmal in Südbayern – Jb. Ver. Schutze Alpenpfl. u. -tiere – München.
Schlosser, M. (1910): Die Bären- oder Tischoferhöhle im Kaisertal bei Kufstein – Abh. Akad. Wiss. München, II. Kl., *24*.
Schneider, H.-J. (1953): Quartäre Seeabsätze und spätglaziale Gletscherstände im Unter-Leutasch-Tal (Nordtiroler Kalkalpen) und ihre Einfügung in die Quartärgeschichte – ZGG, *2/2*.
Senarclens-Grancy, W. v. (1939a): Stadiale Moränen in der Mieminger Kette und im Wetterstein – Jb. GBA, *88* (1938).
– (1939b): Die Gliederung der stadialen Moränen im Stubaital – Jb. GBA, *88* (1938).
– (1939c): Das Höchstmaß der jungstadialen oder Daun-Vergletscherung im inneren Ötztal – Jb. GBA, *88* (1938).
– (1956): Zum Spätglazial der mittleren Ferwall-Gruppe – Carinthia II, Sonderh. *20*, Klagenfurt.
– (1958): Zur Glazialgeologie des Ötztales und seiner Umgebung – Mitt. G Ges. Wien, *49*.
Stolz, O. (1955): Geschichte des Landes Tirol – Innsbruck.
Thoma, L. (1975): Wanderführer Nauders – 5. Aufl. – Innsbruck.
Troll, C. (1924): Der diluviale Inn-Chiemsee-Gletscher – Das geographische Bild eines typischen Alpenvorlandgletschers – Forsch. dt. Landes- u. Volkskde., *23* – Stuttgart.
– (1925): Die Rückzugsstadien der Würmeiszeit im nördlichen Vorland der Alpen – Mitt. Ggr. Ges. München, *18*.
– (1926): Die jungglazialen Schotterfluren im Umkreis der Deutschen Alpen – Forsch. deutsch. Landes- u. Volkskde., *24/4*.
Vorndran, E. (1969): Untersuchungen über Schuttentstehung und Ablagerungsformen in der Hochregion der Silvretta (Ostalpen) – Schr. Ggr. I. U. Kiel, *29/3*.
Vorndran, G. (1968): Untersuchungen zur Aktivität der Gletscher – dargestellt an Beispielen aus der Silvrettagruppe (Ostalpen) – Schr. Ggr. I. U. Kiel, *29/1*.
– (1969): Die Höhe der Schneegrenze in der Silvrettagruppe – Mitt. Ggr. Ges. München.
Weger, W. (1982): 368 Meter in den Inntalboden – Innsbrucker Stadtnachr., *(1982)/5*.
Weinhardt, R. (1973): Rekonstruktion des Eisstromnetzes der Ostalpennordseite zur Zeit des Würmmaximums mit einer Berechnung seiner Flächen und Volumina – Heidelberger Ggr. Arb., *38*.
Weirich, J., & Bortenschlager, S. (1980): Beiträge zur Vegetationsgeschichte Tirol III: Stubaier Alpen – Zillertaler Alpen – Ber. nat.-med. Ver. Innsbruck, *67*.
Welten, M. (1962): Einige Ergebnisse pollenanalytisch-vegetationsgeschichtlicher Untersuchungen im Unterengadin – Vh. SNG, *142*.
– (1981): Verdrängung und Vernichtung der anspruchsvollen Gehölze am Beginn der letzten Eiszeit und die Korrelation der Frühwürm-Interstadiale in Mittel- und Nordeuropa – E + G, *31*.
Widmoser, E. (1970): Tirol von A bis Z – Innsbruck.
Wolf, H. v. (1922): Beiträge zur Kenntnis der eiszeitlichen Vergletscherung des Achenseegebietes in Tirol – Mitt. Ggr. Ges. München, *15*.
Zagwijn, W. H., (1952): Pollenanalytische Untersuchung einer spätglazialen Seeablagerung aus Tirol – G Mijnb., NS, *14/7*.
Zemmer, L. (1980): Bronzene Stäbchengarnituren im Ferdinandeum – Veröff. Tiroler Landesmus. Ferdinandeum, *60* – Innsbruck.

Das bündnerische Inn-System im Spätwürm und im Holozän

Der Samnauner Gletscher

Noch bis in die ersten Spätwürm-Stadien wurde der mündende Samnauner Gletscher durch den mächtigeren Inn-Gletscher ganz auf die linke Talflanke gedrängt. Im Grenzbereich zwischen den beiden Eismassen bildeten sich von einer Höhe von 2250 m bis unterhalb von 1200 m immer tiefer gelegene Rundhöcker aus. Während sich die Schmelzwässer hauptsächlich am Gletschergrund eintieften, bildeten sich randlich kleine Rinnsale aus, die dann ebenfalls subglaziär die Schmelzwasser-Furche unter dem Inn-Eis erreichten. Von der rund 250 m tiefen, tektonisch vorgezeichneten Mündungsschlucht des Schalklbachs, dem Unterlauf des Schergenbach, dürfte nur ein kleiner Anteil im jüngeren Spätwürm und im Holozän rein fluvial ausgeräumt worden sein.
Im Samnaun liegen tiefste Endmoränen eines spätwürmzeitlichen Vorstoßes über Schottern am Austritt der Val Sampuoir auf 1500 m (W. Hammer, 1923 k), was zu einer Epigenese des Schergenbach führte (J. Cadisch, 1938). Diese folgte, mindestens in ihrem unteren Teil, markanten Brüchen.
In einem nächstjüngeren Stadium, wohl im Stand von Cinuos-chel endete der Samnauner Gletscher hinter Compatsch, auf 1700 m. Rückzugsstaffeln geben sich an der Mündung der Seitentäler zwischen Compatsch und Samnaun zu erkennen. Die Hügel aus grobblockigem Schutt in Samnaun werden von C. Jenal (1946) als Tumas, von Cadisch (in L. Kläy, 1957) als Endmoränenrelikte gedeutet.
Aus den Quellgebieten des Mühlbachs, den Talkesseln von Alp Trida und A. Bella, drang auch von N, wie Seitenmoränen belegen, ein Gletscher nochmals bis ins Haupttal vor. Moränen und Reihen von Serpentin-Erratikern des letzten Spätwürm verraten auf der Alp Trida einen erneuten Vorstoß bis auf 2400 m herab. Auch die Alp Bella ist von solchen Blöcken übersät.
Im Zanderstal trafen die beiden Talgletscher von Malfrag und von der Fließer Alp auf 1770 m eben noch zusammen.
Moränen eines letzten spätwürmzeitlichen Vorstoßes vom Stammerspitz (3254 m) und vom Muttler (3294 m) reichen in der Val Maisas S von Samnaun bis 2000 m herab. In der V. Chamins reichte das Eis abermals bis an den Talausgang, ebenfalls bis auf 2000 m herab. Aus der V. Gravas, aus dem Kar Piz Rots (3097 m)–Sulnerspitz sowie aus dem Talschluß von Zeblas sammelte sich das Eis im obersten Tal des Schergenbach zum *Samnauner Gletscher*, der wenig unterhalb von 2000 m stirnte.
Aus Gleichgewichtslagen um 2400 m resultiert bei N-Exposition eine klimatische Schneegrenze um 2550 m. Von der Mundin-Gruppe hingen zwei sich noch vereinigende Zungen bei Plan Val Saronna bis gegen 1900 m herab. Die Schneegrenze lag um rund 100 m tiefer als in der W angrenzenden Val Maisas.
Spätere, holozäne Stände sind in der Val Saronna Gronda auf 2200 m, auf 2300 m sowie auf 2500 m durch Seitenmoränen angedeutet.
Frührezente Stände des Vadret Mundin reichten N des Piz Mundin (3146 m) bis 2500 m herab. 1959 war das Eis bis auf 2680 m zurückgeschmolzen. Die Schneegrenze ist auf über 3000 m emporgerückt; gegen das niederschlagsarme Unterengadin, wie in der fast firnfrei gewordenen Muttler- und Stammerspitz-Gruppe, ist sie in den letzten Jahrzehnten bis auf über 3200 m angestiegen.

Fig. 71 Das Becken von Ramosch mit der Mottata, einer bronzezeitlichen Höhensiedlung (links). Vorn, rechts, die Val d'Assa, dahinter Piz Ajüz und P. Russenna. Im Hintergrund die Nauderer Berge.

Noch um 1850 (DK XV, 1853) hingen in westlichen Quelltälern des Schergenbach Firnfelder bis 2400 m herab. Bis 1959 (LK 1179) waren die Samnauner Berge bis auf kleinere Firnfelder in der Mundin-Gruppe, W des Muttler und des noch bis 2650 m herabreichenden Sulnerferner ausgeapert.
Wahrscheinlich ist die Flurbezeichnung Vinadi – Weinberg – zu unterst im Unterengadin darauf zurückzuführen, daß hier, am klimatisch meist begünstigten Ort der Talschaft, noch im 16. Jahrhundert der Kirchenwein – wie bei Rieben E von Zermatt (Bd. 1, S. 382) – angebaut werden konnte. Heute wird Wein im Inntal nur noch bei Zirl W der Martinswand angebaut. Im 16. Jahrhundert wurden dort verschiedentlich kleinere Rebberge gehegt. In Samnaun wird bei Laret Gerste noch bis auf über 1700 m angebaut.

Die spätwürmzeitlichen und holozänen Vorstöße im Unterengadin

Zwischen Scuol/Schuls und Ramosch/Remüs wurde längs der Engadiner Linie, einer bedeutenden tektonischen Störung im Bereich der asymmetrischen Aufwölbung des Unterengadiner Fensters, durch das mehrfache Vorstoßen des Eises ein tiefer Taltrog ausgekolkt. Dieser wurde nach dem Zurückschmelzen des Eises mit lokal über 100 m mächtigen jungen Sedimenten gefüllt (A. Handke in Büchi & Müller AG, schr. Mitt.). Im Unterengadin stieß der Inn-Gletscher – dank Zuschüssen von der Silvretta und den Unterengadiner Dolomiten – nach einem Rückzug bis hinter den Riegel von Ramosch nochmals über die Landesgrenze vor, was zwischen Schuls und Sent um 1800 m durch Erratiker-Anhäufungen, vorab durch Rundhöcker, Mittel- und Seitenmoränen an der

Fig. 72 Die Val d'Uina, ein von Menschen noch kaum beeinflußtes Seitental des Unterengadin. An der Mündung ein stirnnaher Seitenmoränenrest eines nochmals bis ins Inntal vorgestoßenen Uina-Gletschers.

Mündung der Val Sinestra um gut 1700 m, bei Tschlin um gut 1600 m, W von Martina auf 1550 m, auf der Norberthöhe um 1450 m und an der Mündung des Samnaun um 1300 m bekundet wird. EUGSTER (in CADISCH et al., 1963 K) erkannte dieses Stadium auch SE des Inn, am Abhang des Mot Ajüz auf 1820 m.

Eine spätere Staffel, bei welcher der Inn-Gletscher in der Inn-Schlucht zwischen Martina und der Landesgrenze langsam zerfiel, zeichnet sich an der Mündung der Val Sinestra um 1450 m ab. Dort stellen sich auf beiden Seiten des austretenden Brancla-Gletschers Wallreste ein.

Eine durch Erratiker gekennzeichnete Rückzugsstaffel des Inn-Gletschers ist in den Seitenmoränenresten bei den Mündungen der Val d'Uina und der Vallorcha zwischen 1480 m und 1500 m angedeutet (EUGSTER in CADISCH et al., 1963 K, 1968). Bei den bei Ftan auf 1650 m angegebenen Wallresten (CADISCH, 1963 K, 1968) liegen jedoch jüngere Sackungswälle vor. Im mittleren Spätwürm sind die Rundhöcker bei Guarda, Ardez und Ftan sowie jene von Tarasp und SE von Schuls ein letztesmal überprägt worden. Ihre Entstehung ist jedoch älter und auf das durch das Inn-Eis verzögerte Zufließen von

Fig. 73 Letztspätwürmzeitliche Stirnmoränen des Fernerspitz-Gletschers dämmten auf dem Schlinig-Paß/Passo di Slingia (2309 m) im ehemaligen Zungenbecken von Palù einen flachgründigen See ab.
Im Hintergrund die Rims-Wand in der hintersten Val d'Uina (Unterengadin).

Lavinuoz-, Tuoi-, Tasna- sowie von Plavna- und S-charl-Gletscher zurückzuführen. Eine kurzfristige Abschmelzphase zeichnet sich in randlichen Abflußrinnen E von Susch ab.
In der *Val Torta* reichte der Gletscher vom Piz Russenna (2802 m) und vom P. Nair (2743 m) im mittleren Spätwürm noch bis an den Talausgang oberhalb von San Niclà. Ein nächstes Stadium zeichnet sich auf 1700 m ab. Im letzten Spätwürm waren noch die Kare von Eis erfüllt und Zungen hingen bis unter 2000 m herab.
Auch aus der *Val d'Assa* stieß im mittleren Spätwürm ein Gletscher vom Spi da Russenna (2738 m) und vom Piz S-chalambert (3031 m) bis an den Talausgang bei Resgia vor. Noch im nächsten Stadium vereinigten sich die Eismassen aus den Quellästen.
Im letzten Spätwürm hingen vom S-chalambert Zungen bis 1900 m herab. Noch zur Zeit der frührezenten Vorstöße lagen im Kuhtal-Kar und NE des Piz dals Corvs kleine Firnfelder.
Zwischen Piz Ajüz (2755 m) und P. Lad (2810 m) hing eine aus zwei Karen genährte

Fig. 74 Das Becken von Scuol/Schuls mit den Mündungen der Val Plavna und der V. da S-charl. Die holozäne Eintiefung des Inn mit 2 Terrassen beträgt rund 20 m.

Zunge gegen die Val Torta bis 1300 m herab. Damals stieß der *Uina-Gletscher* noch über Uina Dadaint, bis unter 1700 m, vor. Dabei erhielt er von der Craist'Ota (2884 m), vom Griankopf (2896 m) sowie vom Rassasergrat noch Zuschüsse.

Auf der SW-Seite des Piz S-chalambert Dadaint hat sich in den Gravas einer der längsten Schuttkegel der Alpen ausgebildet. Dieser beginnt oberhalb von 2600 m und reicht bis an die spätwürmzeitliche Zunge des Uina-Gletschers, bis gegen 1600 m herab. Noch im letzten Spätwürm drangen vom Fernerspitz (2955 m) und vom Piz Rims (3050 m) zwei sich vereinigende Gletscher auf dem Schlinig-Paß/Passo di Slíngia (2309 m) bis ins Becken von Palù vor.

Auch von der Hochfläche der Lais da Rims, vom Piz Cristanas (3092 m) und von der Craist'Ota hingen damals Eiszungen gegen den Talkessel des Groß Lager ab. Im Stadium zuvor stießen all diese Eismassen durch die Uina-Schlucht vor und vereinigten sich S der Alp Uina Dadaint mit dem durch die Val da Gliasen und die Val da la Stüra abfließenden Eis. In der Uina-Schlucht liegt oft noch heute bis tief in den Herbst hinein Lawinenschnee. Im Bereich der Paß-Hochfläche lassen sich zahlreiche Moränenreste von größtenteils etwas versackten Abschmelzstaffeln beobachten.

Noch zur Zeit der frührezenten Vorstöße hing auf der NE-Seite des Piz Cristanas eine Eiszunge bis auf 2680 m herab.

Im Hochwürm drang Inn-Eis in die Val d'Uina und in die Val S-charl (S. 155) ein und staute im Talschluß Rims- und Cristanas-Eis. Dabei erfolgte eine Bewegung dieser Eismassen gegen die Paß-Hochfläche, was durch Erratiker von bunten Lias-Kalken belegt wird. Solche stehen E des Groß Lager an und wurden durch das Rims-Eis bis auf 2250 m talaufwärts verfrachtet (E. Stutz, 1981).

Fig. 75 Rundhöcker zwischen Ardez und Tarasp, Unterengadin. Dahinter die von S mündende Val S-charl mit (rechts) Piz Lischana, P. Ajüz (Mitte) und P. S-chalambert (gegen links).

Rundhöcker auf der SW-Seite des Schlinigpaß-Gebietes deuten dort auf eine hochwürmzeitliche Eishöhe von mindestens 2600 m. Da die Talflanken auf der NE-Seite der Paßlinie bis fast auf den Grat hinauf versackt sind, geben diese keine weiteren Anhaltspunkte zur Höhenlage der Gletscheroberfläche.

Aus der Val Lischana stieß der Gletscher noch im jüngeren Spätwürm bis an den Inn vor. Dabei drangen seitliche Lappen gegen San Jon und E des Mot Valinum vor. Spätere Stände sind in der unteren V. Lischana durch stirnnahe Seitenmoränen belegt. Noch im letzten Spätwürm reichte der Vadret da Lischana bis unter 2000 m herab. Frührezente Moränen verraten Vorstöße bis 2560 m. Bis 1958 ist er bis 2770 m zurückgeschmolzen, bis 1973 (F. Müller et al., 1976) bis 2740 m wieder vorgestoßen.

Noch um 1850 (DK XV, 1853) war die Hochfläche zwischen dem Piz Lischana und den Lais da Rims zusammenhängend verfirnt. Der Vadret da Triazza reichte bis gegen 2500 m herab; darunter hatte sich ein Blockstrom mit markanten Wällen ausgebildet (H. Eugster in J. Cadisch, 1963 k).

Zwischen Schuls und Plattamala, dem Felsriegel E von Ramosch sowie zwischen Susch/Süs und der Enge bei Guarda haben sich mehrere Flußterrassen ausgebildet.

Im Abschnitt *Zernez–Ofenpaß* unterschied H. H. Boesch (1937) mehrere Stadien des ins Spöltal eingedrungenen Inn-Gletschers, die er zeitlich einzustufen versuchte. Im tiefsten, im Laschadura-Stadium, das wohl mit demjenigen von Pfunds zu verbinden sein dürfte, wäre das Inn-Eis noch bis an den Ausgang der Val Laschadura eingedrungen, was grüne Julier-Granite in den Moränen von Pra da Laschadura bekunden.

Um Zernez wurde der mündende Spöl-Gletscher bei geringeren Eisständen durch den Cluozza- und vor allem durch den mächtigeren Inn-Gletscher ganz auf die rechte Talflanke abgedrängt, was durch die Lage der Rundhöcker, der Muottas E von Zernez und die Muottas da Clüs zwischen Zernez und Susch, belegt wird.

Durch die Val Laschadura, die V. da Barcli, die V. Cluozza und durchs Spöltal stießen die Gletscher im jüngeren Spätwürm nochmals gegen Zernez vor. Dies belegen auch

stirnnahe Moränen, welche an den verschiedenen Talausgängen bis auf 1600 m abfallen. Entsprechende Eisstände zeichnen sich beim Inn-Gletscher bei Cinuos-chel, etwas innere unterhalb von Zuoz ab. R. Staub (1952) sah in den Moränen von Cinuos-chel einen etwas inneren Gschnitz-Stand. M. Maisch (1981, 1982) vergleicht ihn mit seinem Clavadel-Stand, bei dem der Sertig-Gletscher eben nochmals bis an den Talausgang vorgestoßen ist. Im Rhein-System liegen die entsprechenden Eisrandlagen bei Sufers und Bergün (Bd. 2, S. 246, 261).

Im Ofenpaß-Gebiet zeichnen sich – neben der tektonisch bedeutendsten Störungslinie, der Engadiner-Stragliavita-Linie, – noch weitere bedeutende neotektonisch reaktivierte Bruchsysteme ab, von denen eines, der Ofen-Schera-Bruch, parallel der Ofenpaß-Linie verläuft (A. Spitz & G. Dyhrenfurth, 1915; K. Karagounis, 1962).

Weiter N drang der *Vadret da Sarsura* im jüngeren Spätwürm vom Piz Sarsura (3178 m) und von der Hochfläche von Arpschella nochmals bis an den Inn vor. Seine von Endmoränen umgebene Stirn staute diesen kurzfristig zu einem flachen See auf, in den die Schmelzwässer von Inn-, Spöl- und Cluozza-Gletscher ihre Schotterfracht ablagerten. Durch den Schuttfächer an der Mündung der Val Gondas wurde der Inn bei Zernez erneut aufgestaut. In der Kiesgrube S von Zernez liegen unter einer geringmächtigen Humusdecke zunächst 3 m gut gebankte Spöl-Schotter mit Kalken, Dolomiten, Kalkbrekzien, Gneisen und Amphiboliten. Darunter folgen 4–5 m verschwemmte Moränen mit zahlreichen bis ½ m^3 großen Blöcken. Dann sind abermals 4 m schlecht geschichtete lehmig-sandige Schotter aufgeschlossen. Über die tiefere Füllung des Bekkens von Zernez sowie über dessen Tiefe fehlen Informationen, da keine Bohrungen niedergebracht worden sind.

Der Spöl bog in Zernez bis 1911 zwischen Eisenbahnbrücke und heutiger Mündung gegen den südlichen Dorfeingang ab, wandte sich dann in einer engradigen S-Kurve durch das Gebiet W des Bahnhofes und mündete zwischen den Inn-Brücken. Mit dem stufenweisen Durchschneiden dieses Fächers bildeten sich um Zernez mehrere Erosionsterrassen.

Bei Susch stirnte der *Susasca-Gletscher* aus dem Grialetsch-Gebiet. Endmoränenreste liegen überfahrenen Schottern auf (F. Spaenhauer in Boesch et al., 1948k). Noch im vorangegangenen Stadial wurde der Inn- vom mündenden Susasca-Gletscher auf die rechte Talseite abgedrängt. Im Grenzbereich der beiden kam es zur Bildung von Rundhöckern und Abflußrinnen, die von subglaziär abgelagerten Schottern gefüllt wurden.

In der Val Sarsura, der V. Susasca und ihren Seitentälern verraten Endmoränen ein Vorstoßen der Gletscher im ausgehenden Spätwürm bis unterhalb 1900 m, im letzten bis auf knapp 2000 m herab (H. H. Boesch et al., 1948k; F. Spaenhauer et al., 1940k, 1941).

Jüngere spätwürmzeitliche Moränen steigen vom Flüela-Gebiet gegen Chant Sura in die oberste Val Susasca ab. Aus der Val Grialetsch schob sich der Grialetsch-Gletscher noch im letzten Spätwürm ebenfalls bis in die oberste Val Susasca vor, wobei er noch an der Mündung der beiden Täler eine Mächtigkeit von 150 m besaß. Die äußersten Stirnlagen sind jedoch durch Schuttfächer überschüttet worden.

Auch die Hochflächen von Mundais und Murtera da Munt waren im letzten Spätwürm noch verfirnt. Kleine Hänge-Gletscher, Giaraingia- und Sparsa-Gletscher, stiegen nochmals bis gegen 2000 m herab.

Frührezente Moränen reichen beim Vadret da Sarsura bis 2400 m, 1960 (LK 1218) bis 2630 m, beim Vadr. da Grialetsch auf 2280 m, während dieser bis 1956 bis auf 2600 m zurückgeschmolzen war.

Durch die V. Torta und durch die in die V. Susasca mündende V. Fless drang Eis bis ins letzte Spätwürm in mehreren Staffeln bis 2100 m, bis Alp Fless Dadaint, vor. Auch aus den Karen des Piz Fless stießen Eiszungen bis gegen 2100 m herab. Jüngere Staffeln zeichnen sich um 2250 m sowie 2320 m und um 2400 m ab. Noch um 1850 endete der Vadret Valtorta um 2570 m, 1956 auf 2670 m.

In den von der Silvretta-Gruppe gegen SE und S absteigenden Tälern – Val Sagliains, V. Lavinuoz (Fig. 76), V. Tuoi, V. Tasna und V. Clozza – rückten die Gletscher im späteren Spätwürm bis an die Ausgänge vor, bis unter 1500 m, wo sich absteigende Wallreste und Mündungsschluchten einstellen.

In der *Val Sagliains* belegen ebenfalls Moränen um 2100 m den letzten spätwürmzeitlichen Vorstoß. Auf der W-Seite des Piz Linard (Fig. 77) lag das Eis noch um 1850 (DK XV, 1853) bis auf 2530 m. Externe Wälle reichen bis unter 2500 m. Bis 1956 (LK 1198) war das Eis bis auf 2800 m zurückgewichen.

In der *Val Lavinuoz* und in der *V. Tuoi* rückten die Gletscher im späteren Spätwürm erneut bis fast an die Steilstufe gegen das Haupttal vor. Im ausgehenden Spätwürm stieß der Tuoi-Gletscher erneut bis Plan Champatsch vor, wo er vom P. Champatsch einen letzten Zuschuß erhielt. Jüngere Seiten- und Stirnmoränenreste verraten letztspätwürmzeitliche Zungenenden auf Pra Davant und auf Alp Suot.

In der Val Lavinuoz zeichnen sich jüngere Stände durch Seiten- und Endmoränenreste auf Marangun und Las Maisas, auf gut 2000 m und um 2100 m, ab. In der V. Tuoi liegen entsprechende Stände um 2150 m und um 2250 m.

Im Talschluß der Val Lavinuoz vermochten sich Vadret da las Maisas und Vadret Tiatscha noch in den frührezenten Höchstständen zu berühren (DK XV, 1853). Markante Stirnwälle zwischen 2050 m und 2130 m bekunden ein mehrmaliges Vorstoßen.

Seitenmoränen-Staffeln belegen in der hintersten *Val Tasna* letzte spätwürmzeitliche Vorstöße (J. Cadisch in Spaenhauer et al., 1940k). Sie verraten mit stirnnahen Moränen Zungenenden um 1800 m, Rückzugsstaffeln um 1900 m sowie im Konfluenzbereich der Quelläste, der V. d'Urezzas und der V. Urschai, um 2030 m. Jüngere Stände sind auf Marangun Valmala um 2150 m und um 2180 m, auf Marangun d'Urezzas auf 2280 m, auf Marangun d'Urschai auf 2150–2220 m angedeutet (Spaenhauer et al., 1940k).

Frührezente Vorstöße des Vadret d'Urezzas reichten bis 2360 m, beim Vadret da Chalaus bis 2260 m herab. 1956 (LK 1198) endeten die beiden auf 2630 m und auf 2660 m. Zwischen Piz Tasna und P. Laver bewegte sich das Eis des Vadret da Tsana einerseits gegen die Val Urschai zum Lai da Fasch'Alba, bis 2650 m, anderseits in zwei Zungen gegen die V. Laver herab.

Vom Piz Minschun (3068 m) NW von Schuls hingen letzte spätwürmzeitliche Zungen bis gegen 2200 m herab (J. Cadisch et al., 1963k, 1968).

Der *Spadla-Gletscher* endete im ausgehenden Spätwürm um 2000 m, im letzten Spätwürm um 2200 m und auf 2320 m.

Die Erdpyramiden von Cluchèrs (= Kirchtürme) in der Val Sinestra E von Zuort bestehen aus einer Wechsellagerung von Moräne und geschichteten Schottern mit Sandlagen. Diese wurden bei kurzfristigen Vorstößen im späteren Spätwürm in den Winkeln nochmals zusammentreffender Lokalgletscher abgelagert. Durch austretende Quellwässer wurden die obersten Schotter, die Terrasse von Pra San Peder, lokal verkittet. Dadurch konnten bei späterer erosiver Zerschneidung Partien widerstehen (L. Kläy, 1957). Die zu Erdpyramiden zerschnittene Moräne in der zum Kurhaus abfallenden Val da Ruinas liegt im Nackentälchen einer präholozänen Sackung.

Fig. 76 Durch die Val Lavinuoz stieß noch im mittleren Spätwürm Eis vom Piz Buin (rechts außerhalb des Bildes) und vom Verstanclahorn (3298 m) vor; nach dem Zurückschmelzen brachen Sturzmassen nieder. Noch um 1850 vereinigten sich der Vadr. Tiatascha (von rechts) mit dem Vadr. da las Maisas vom Verstanclahorn.

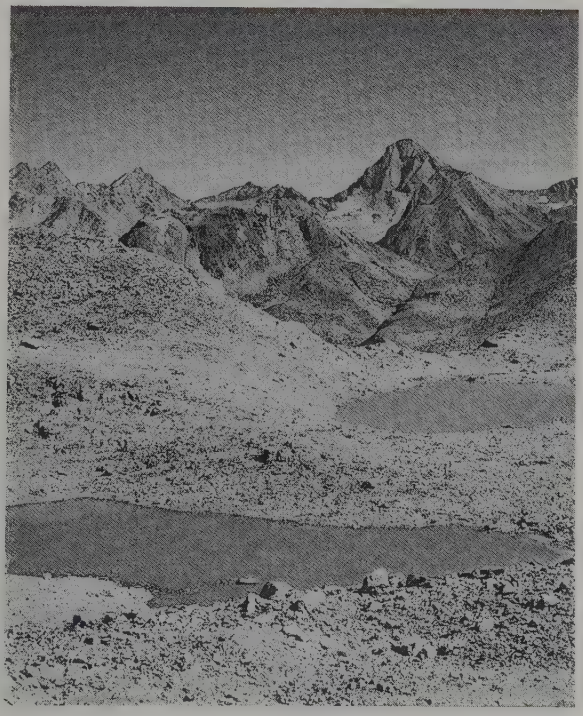


Fig. 77 Die von holozänen Moränen geprägten Hochflächen der Jöriseen und des Jörifleß-Passes (N des Flüelapasses). Im Hintergrund die Pyramide des Piz Linard (3411 m).
Fig. 76 und 77: Photo L. Gensetter, beide Fig. aus H. Heierli, 1982.

Zur Zunge abfallende Seitenmoränen stellen sich nach Einmündung der Vallatscha, dem letzten rechtsseitigen Zufluß, um 1600 m ein. Sie bekunden ein Gletscherende in der Brancla-Schlucht im Stadium von Cinuos-chel auf knapp 1400 m. Zugehörige Sander finden sich um Schuls und bei Ramosch (J. CADISCH et al., 1963 K).

Im ausgehenden Spätwürm vermochte der *Laver-Gletscher* noch bis Zuort, bis 1700 m vorzustoßen, während der *Chöglias-Gletscher* von der Stammerspitze einen letzten Zuschuß erhielt und auf 2000 m stirnte. Tiatscha- und Mains-Gletscher vermochten nochmals bis an die Talausgänge vorzustoßen. Moränen in der hinteren Val Laver, auf Pra San Flurin, und in der hinteren C. Chöglias belegen letzte spätwürmzeitliche Vorstöße. Auch unterhalb von Ramosch stießen Gletscher im späteren Spätwürm erneut bis fast an die Mündung der Seitentäler vor.

Im ausgehenden Spätwürm spies der firnbedeckte S-Hang des Muttler in der Val Nai einen kleinen Hängegletscher, der, zusammen mit dem vom Piz Nair (2999 m) und vom P. Arina (2828 m) gegen E abfließenden Firn auf 1750 m endete, im letzten Spätwürm bereits auf 2100 m.

Auch die Gletscher aus den südlichen Seitentälern von Susch bis Ramosch – Val Zeznina, V. Nuna, V. Soncha, V. Sampuoir, V. Plavna, V. S-charl. V. Lischana, V. Triazza und V. d'Uina – stießen im Stadium von Cinuos-chel nochmals bis an die Ausgänge vor. Unterhalb von Lavin stauten die offenbar katastrophenartig – als entleerte Moränenstauseen (?) – aus der V. Zesnina und von N aus der V. Tuoi geschüttete Schuttfächer zeitweise den Inn zu einem See auf. Sein sukzessives Einschneiden spiegelt sich in mehreren Terrassen.

Da sich im Engnis der Plattamala unterhalb von Ramosch und in der Inn-Schlucht unterhalb Martina bereits wenige Meter über dem Inn noch Moräne findet (CADISCH, 1938), war diese, wie die meisten Schluchten Bündens, schon im Spätwürm eingetieft. Anderseits sind die Schuttfächer der bei Ramosch aus der Val Sinestra austretenden Brancla und von Seraplana über 70 m bzw. über 50 m tief vom Inn angeschnitten worden, so daß diese kaum erst spätwürmzeitlich, sondern wohl bereits präwürmzeitlich angelegt worden sind, was auch die Aufschlüsse mit eingelagerter Moräne S von Ramosch belegen.

SW von Tarasp-Funtana – am Ausgang der Val Zuort und in der vorderen *Val Plavna* – liegen gegen das Inntal einfallende verkittete Schotter. Sie dürften wohl, wie jene in der vorderen V. S-charl, bei einem Wiedervorstoß der beiden Gletscher geschüttet worden sein. Während der Zuort-Gletscher bereits wenig zuvor – um 1450 m – stirnte, liegt über den grobblockigen Schottern der vorderen V. Plavna noch Moräne. An der Mündung der Grava d'Laisch steigt eine Mittelmoräne bis auf 1960 m an. Rückzugslagen werden durch Wallreste und Stauterrassen markiert.

Bedeutende Schuttfächer von beiden Talseiten stauen bei Chant da Serras die Schotterebene von Pradatsch, in die sich jüngere Schuttkegel ergießen. Auch bei Alp Plavna dämmen seitliche Schuttfächer eine bis in den Talschluß reichende Schotterebene ab. Auf Murter Dadora und Murter Dadaint belegen Moränenwälle noch ein späteres Zusammentreffen der Eismassen aus den Karen von Piz Plavna Dadaint (3167 m) – P. Sampuoir – P. Murters und von P. Foraz (3093 m) – P. dal Botsch. Aufgrund der klimatischen Schneegrenze um 2450 m dürften sie dem letzten spätwürmzeitlichen Vorstoß entsprechen, noch jüngere – holozäne – Wälle liegen an der Mündung des gegen NE abfließenden Quellastes.

Auch aus dem Kar E des P. Plattas drang im ausgehenden Spätwürm ein mehrere mar-

kante Stirnwälle zurücklassender Gletscher bis in die Talsohle auf 2000 m vor. Jüngere Stände zeichnen sich auf 2100 m und auf 2200 m, ein frührezenter auf 2460 m ab. Noch 1960 (LK 1219) reichte ein Firnfeld bis auf 2620 m.
Über der Alp Plavna stand das Eis zur Zeit des Würm-Maximums noch auf 2600 m. In der E von Lavin von S mündenden V. Zeznina stieg im ausgehenden Spätwürm von Macun ein Gletscher bis unter 1800 m, in der E anschließenden V. Nuna bis 1900 m, in der hinteren V. Sampuoir bis unterhalb 2100 m herab, wobei sich der Gletscher vom Piz Nuna und der vom P. Sampuoir (3023 m) noch vereinigt hatten.
Zur Zeit der frührezenten Vorstöße hingen vom P. Sampuoir und vom P. Plavna Dadaint Kargletscher bis 2550 m bzw. bis 2600 m herab. 1960 (LK 1218) lagen in den Karen noch bis 2660 m bzw. 2740 m herunter erhaltene Firnfelder.
Eine eigenartige Hochgebirgslandschaft mit Rundhöckern und zahlreichen kleinen Seen mit Moränenwällen und Blockgletschern öffnet sich auf Macun (Boesch et al., 1948 K; D. Barsch, 1969).
Unterengadin und Nationalpark-Gebiet zeichnen sich durch prachtvolle Blockströme (J. Domaradzki, 1951; Barsch, 1969; S. Girsperger, 1973, schr. Mitt.; H. Eugster, 1973) und durch solifluidale Kleinformen aus: Erdströme mit Girlanden und fossilen Böden, von denen der älteste ein ^{14}C-Datum von 6850 ± 75 vor heute ergab (G. Furrer, 1954; Furrer et al., 1971; F. Bachmann & Furrer, 1971). Besonders die Blockströme in der Val Sassa (Eugster, 1973; Bd. 1, S. 121–124) und in der V. da l'Acqua (A. Chaix, 1919, 1923, 1943; H. Jäckli, 1981) sind hinsichtlich ihrer Bewegung untersucht worden. Derjenige in der V. da l'Acqua beginnt auf 2400 m, ist 1000 m lang, weist ein mittleres Gefälle von rund 20% auf und stirnt auf 2200 m ü. M. Seine Stirn wird seit 1921 periodisch kontrolliert. Sie hat sich in 58 Jahren um 26,55 m, d. h. 46 cm/Jahr talwärts bewegt. Der Blockstrom besteht aus eckigem Karbonatschutt und wird von rezentem Gehängeschutt der Talflanken sowie verschwemmtem Moränengut des Acqua-Gletschers genährt. Dieser stirnte um 1850 auf 2450 m, heute auf 2700 m. Wie beim Blockstrom in der V. Sassa glaubt daher auch Jäckli nicht an eine Beteiligung von einstigem Gletschereis, sondern an subrezentes bis rezentes, durch Permafrost neugebildetes Poreneis, wobei die Bewegung durch versickerndes und unterirdisch zirkulierendes Schmelzwasser noch verstärkt werden dürfte.

Der Clemgia-Gletscher

Im Hochwürm drang Inn-Eis auch in die Val S-charl ein und staute das Clemgia-Eis zurück, so daß dieses durch die V. Plazèr aufwärts über die Cruschetta (2296 m) und über Alp Astras und den Pass da Costainas (2251 m) sowie über die Fuorcla Funtana da S-charl (2393 m) mit dem aus dem Münstertal und aus der V. d'Avigna zufließenden Etsch-Eis in Verbindung stand. Aufgrund der Eisüberprägung SW der Cruschetta und der Rundhöcker zwischen dem Munt da la Bes-cha (2773 m) und dem Muntet (2763 m) W des Piz Terza dürfte das Eis über den Sätteln bis auf über 2500 m gereicht haben.
Im Stadium von Cinuos-chel schob sich der Clemgia-Gletscher in der Val S-charl nochmals bis an den Talausgang, bis in die Clemgia-Schlucht, vor. Am Zusammenfluß von Mingèr- und Foraz-Gletscher und bei der Mündung der V. dal Poch stellen sich Mittelmoränen ein. Dabei dürften Schmelzwässer des nochmals vorstoßenden Clemgia-Gletschers die Schotter am Talausgang geschüttet haben (H. Eugster in J. Cadisch et al., 1963 K).

In einem nächsten Stand (im Bever-Stand des Inn-Gletschers ?) vermochten der Foraz- und der Mingèr-Gletscher, nachdem sie sich vereinigt hatten, zusammen mit dem Clemgia-Gletscher und verstärkt vom Eis, das vom Piz Madlain (3099 m) durch die Val dal Poch floß, nochmals eine gemeinsame Zunge an der Mündung der Val Mingèr zu bilden. Damals drang auch der Trigl-Gletscher aus den Talschlüssen von Piz Lischana, P. Cotschen und P. Madlain nochmals bis in die Val S-charl vor. Mit den Eismassen aus den Karen von P. dals Vadès, P. Pisoc und P. Clemgia wurde in der Prada oberhalb der Mündung Val Trigl ein See aufgestaut, der bis zur Mündung der V. Mingèr reichte.
Die Terrasse von Tamangur Dadora und die Stauschuttmassen an der Vereinigung der Val Plazèr mit der hinteren V. S-charl sind wohl als Kameterrassen zu deuten, die beim Zerfall des Eisstromnetzes im jüngsten Interstadial entstanden.
Der S-Fuß des Piz Sesvenna (3205 m) ist stark versackt. Doch dürfte die würmzeitliche Eishöhe über der Cruschetta, dem Übergang nach Taufers im Münstertal, bis auf 2700 m gereicht haben.
In einem letzten Schub drangen die eben selbständig gewordenen Seitengletscher bis an die Ausgänge vor und vermochten Toteis des abschmelzenden Talgletschers zu reaktivieren, so daß dieser in der Val S-charl erneut bis 2000 m vorrückte.
Erratiker aus Epidot-Chloritschiefer von der Fuorcla Sassalba (A. Spitz & G. Dyhrenfurth, 1915k; H.W. Inhelder, 1952) belegen, daß Eis über den Pass da Costainas (2251 m) gegen das Münstertal abfloß. Dabei wurden die Rundhöcker ein letztesmal überprägt.
Moränenreste auf Alp Champatsch deuten auf ein Zungenende eines Gletschers auf 2100 m. Durch die Valbella, die Foppa da Tamangur und über Costainas stieß Eis, wie mehrere Staffeln zu erkennen geben, aus den südöstlichen Talschlüssen der Val S-charl erneut bis unter 2200 m, 2550 m bzw. bis unterhalb 2300 m vor. Nach seinem Rückzug erfolgten noch jüngere, blockstromartige Vorstöße. Eine Endmoräne auf 2275 m SE des Pass da Costainas bekundet einen Hängegletscher vom Muntet (2763 m).
Aus dem Kar Piz Murters–Monte S. Lorenzo–P. Starlex (3075 m) schob sich eine Eiszunge bis auf 2550 m vor. Aus der zugehörigen Gleichgewichtslage um gut 2700 m ergibt sich bei SW-Exposition eine klimatische Schneegrenze von knapp 2600 m.
In den Talschlüssen folgen zunächst weitere Moränenwälle; höher oben stellen sich Blockströme ein, die wohl zum Teil als Relikte holozäner bis frührezenter Vorstöße zu deuten sind.
Im ausgehenden Spätwürm rückte der Sesvenna-Gletscher über Alp Sesvenna bis 2000 m vor; jüngere Staffeln liegen auf Chant dal Marangun. Von der Piz Cotschen-Kette stiegen mehrere steile Gletscher ab. Im letzten Spätwürm stieß der Vadret d'Immez durch die Lücke zwischen Piz d'Immez (3026 m) und P. Cotschen (3046 m) bis auf 2150 m in die Val Sesvenna vor.
Holozäne Stände des Sesvenna-Gletschers zeichnen sich talaufwärts zwischen 2400 m und 2500 m ab. 1959 war der Vadret da Sesvenna bis auf 2720 m zurückgewichen.
Während der Vadret da Lischana noch um 1850 (DK XV, 1853) ein zusammenhängendes Firnplateau von fast 5 km² bildete, war dieses bereits 1958 auf weniger als 1 km² zusammengeschmolzen.
Auch der Tavrü-Gletscher stieg im ausgehenden Spätwürm bis 2000 m herab. Jüngere Kaltphasen bewirkten Vorstöße bis gegen 2200 m und NE des Piz Tavrü (3112 m) bis 2450 m; die auf 2730 m gelegene Endmoräne NW des P. d'Astras (2980 m) bekundet einen frührezenten Stand.

Aus dem Kessel der Vallatscha d'Astras hing ein Gletscher im letzten Spätwürm bis 2150 m in die obere Val S-charl herab. Jüngere Vorstöße hinterließen Moränen bis 2440 m. Auch aus dem rundhöckerigen Hochgebiet zwischen Val Müstair und V. S-charl flossen Eiszungen, aufgrund von Moränen und Erratikern von der Kristallin-Klippe des Minschuns (2519 m), gegen Alp Astras und über den Sattel NW des Mot Radond in die oberste Val S-charl.
Über der Rundhöckerflur im Quellgebiet der Clemgia, zwischen dem Munt da la Bescha und Costainas, lag die würmzeitliche Eisoberfläche auf 2600 m, die rißzeitliche wohl auf über 2700 m.

Der Spöl-Gletscher

Bei der Vereinigung von Inn- und Spöl-Gletscher wurde dieser an die östliche Talflanke gedrängt. Im Grenzbereich wurden die Rundhöcker der Zernezer Muottas modelliert, Engadin-abwärts die Muottas da Clüs und bei der Mündung des Susasca-Gletschers jene E und NE von Susch.
Noch im Stadium von Cinuos-chel bestand zwischen Quattervals- und Umbrail-Gebiet ein zusammenhängendes Eisstromnetz. Das durch die Val Mora abfließende Eis stand über die Valle Fraéle mit dem obersten Adda-System (S. 412), durch die Val del Gallo mit dem Spöl-Gletscher in Verbindung. Dieser rückte – nach Aufnahme von Laschadura- und Barcli-Gletscher von N und des Cluozza-Gletschers von S – gegen das Engadin vor und stirnte oberhalb Zernez auf 1500 m. Über die rundhöckerige Felsschwelle von Döss Radond hing Mora-Eis in der Val Vau mit dem Rims-Gletscher zusammen, der mit dem Mot-Gletscher vor Valchava auf 1600 m endete (S. 289, 292).
Aus der Val da Barcli und aus der V. Laschadura erhielt der Spöl-Gletscher noch im Stadium von Cinuos-chel letzte Zuschüsse, was durch mündungsnahe Seitenmoränen und randliche Stauschotter belegt wird. In der N-Flanke des P. Terza (2686 m) und im Kar S des Gipfels hingen kleine Gletscher.
Noch in diesem Stadium hatte der Spöl-Gletscher einen Eiszuschuß aus dem Bernina-Gebiet über die Fórcola di Livigno (2315 m) erhalten, was durch Bernina-Kristallin im God la Schera und N des Sattels von Charbunera, dem Übergang nach Punt la Drossa, belegt wird.
Bei Ova Spin flossen seitliche Schmelzwässer des mündenden Spin-Gletschers durch das Trockental von Champsech. Durch Champlönch, eine analoge Rinne, flossen jene des weiter E in den Fuorn-Gletscher mündenden Ftur-Eises ab (H. H. Boesch, 1937, 1948 k). Die Anlage der beiden Torsi, Champlönch und Champsech, dürfte wohl bereits in einer Vorstoßphase der Würm-Eiszeit und in solchen früherer Eiszeiten erfolgt sein.
Dank der Zuschüsse von Nüglia-, Stabelchod-, Botsch- und Ftur-Gletscher, vom P. Daint, von Jufplaun, vom Munt Chavagl und vom Munt la Schera vermochte der Fuorn-Gletscher noch im Stadium von Cinuos-chel/Zuoz den Spöl-Gletscher zu erreichen. Dann wurde der Buffalora-Gletscher von Jufplaun selbständig, was durch Moränenwälle belegt wird. Aus der Gleichgewichtslage in 2250 m ergibt sich bei offener NE-Exposition eine klimatische Schneegrenze um gut 2300 m, womit dieser Stand im Engadin wohl demjenigen von Bever entsprechen dürfte.
Die Schuttfächer an den Mündungen der Seitentäler von Il Fuorn bis Buffalora sind wohl als Sanderkegel letztspätwürmzeitlicher Seitengletscher angelegt worden.

Fig. 78 Spätwürmzeitliche Moränen des Jufplaun-Gletschers auf Buffalora W des Ofenpasses von Döss da las Plattas gegen NNW; im Hintergrund Piz Múrters und Fuorcla da Val dal Botsch.

Ein weiterer Spätwürm-Vorstoß zeichnet sich im *Livigno-Tal* bei S. Maria auf 1800 m ab. Gleichaltrige Endmoränen liegen an den Ausgängen der Seitentäler, der V. da l'Acqua und der V. Nera sowie an den Mündungen der V. del Saliente in die V. di Federia und der V. Pila in die Vallaccia. Ein nächster Spätwürm-Vorstoß gibt sich in den Endmoränen auf Alpe Vago, an der Gabelung der Valle Vago und der V. della Fórcola, auf 1950 m und weiter Spöl-abwärts zu erkennen.

An der Stretta (2476 m), dem Übergang aus der Val da Fain in die Valle di Livigno, stand das würmzeitliche Eis bis auf eine Höhe von über 2750 m, W des Piz la Stretta (3104 m) gar auf 2850 m, so daß Bernina-Eis in die oberste Val Chamuera überfloß.

Spätere Stände liegen in den Quelltälern des Spöl: in der Valle Orsera, der V. Vago, der V. Nera, der V. di Campo und in der V. delle Mine.

Zur Zeit der neuzeitlichen Gletschervorstöße waren die Kare um den Monte Vago (3059 m) von Eis erfüllt. 1960 (LK 1258) lag nur noch im NE-exponierten Kar S des Hauptgipfels ein kleiner Firnfleck.

Frührezente Stirnen reichten um den Piz Paradisin (3302 m) bis 2600 m, in der V. Nera bis unter 2400 m herab. 1964 (LK 1278) lagen die Zungenenden auf 2820 m, was einer klimatischen Schneegrenze von über 2950 m entspricht.

Durch die seitlichen Schuttfächer, vorab durch jene aus der Valle di Federia und aus der Val delle Mine, bildeten sich nach dem Zurückschmelzen des Spöl-Gletschers im späteren Spätwürm flachgründige Seen, die im Laufe des Holozäns zugeschüttet wurden und verlandeten.

Fig. 79 Val Pila gegen Passo di Val Trela (2295 m) und Cima Doscopa (2794 m) vom Passo d'Eira E von Livigno mit Eistransfluenz bis 2550 m.

Fig. 80 Passo di Foscagno (2291 m) mit einer würmzeitlichen Eisüberprägung bis auf über 2500 m. Im Hintergrund die Cima dei Piazzi (3439 m).

Heute liegt die Waldgrenze in der Val Bernina S von Bernina Suot auf gut 2200 m. Für das Gebiet der Paßhöhe rechnet E. Rübel (1912) mit einer potentiellen Waldgrenze

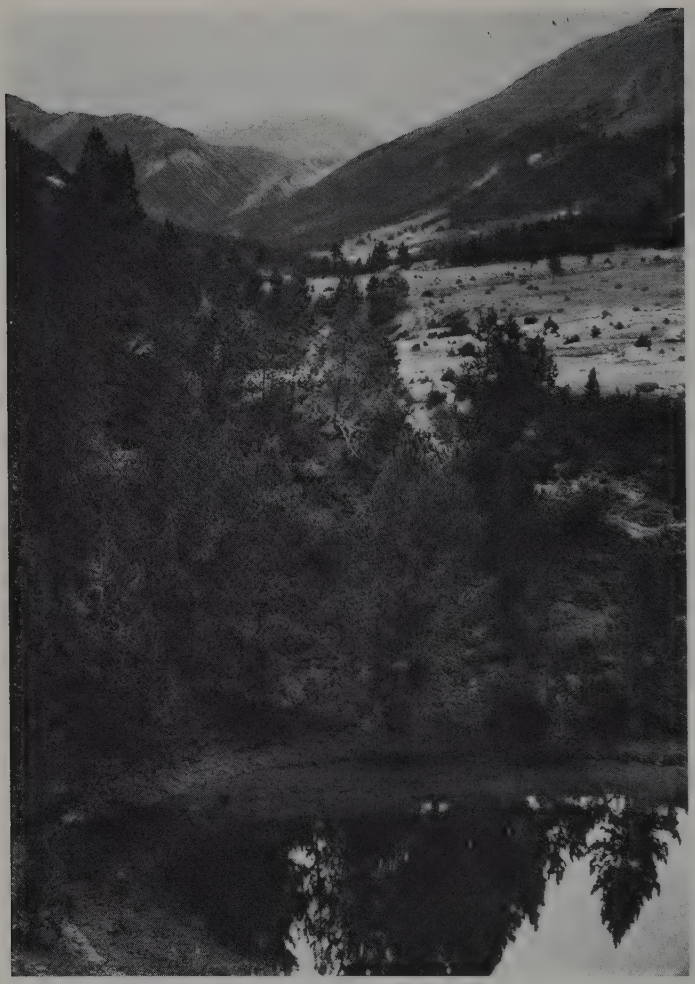


Fig. 81 Lai da Tea Fondada, ein Toteis-See im Zungenbecken eines vom Piz Tea Fondada in die Val Mora (S der Val Müstair) vorgestoßenen letztspätwürmzeitlichen Gletschers.

von 2200 m. Auf der N-Seite des Pru dal Vent setzt sie auf 2180 m wieder ein. Früher war auch das Paßgebiet bewaldet, was – neben den bei der Fundation der Staumauer in 3 m Tiefe und auf der Paßhöhe in über 2300 m angetroffenen Baumstämmen und Strünken (E. Rübel, 1919; F. Beeler, 1977; S. 408) – Arvenzapfen und vermoderte Stämme belegen, die im Lej Nair (2223 m) gefunden worden sind (V. Stupan, 1979).
Wie in der Val Bernina, so zeigt sich auch in der Valle di Livigno, daß die Waldgrenze taleinwärts von über 2300 m oberhalb des südlichen Dorfendes von Livigno zunächst auf 2250 m an der Gabelung der Valle di Fórcola und der V. Vago abfällt. Dann bleibt der Wald über der Fórcola di Livigno (2315 m) weg und setzt erst in der hinteren Val Laguné, um 2150 m, wieder ein, steigt am Piz Sena nochmals auf 2250 m an und fällt Puschlav-auswärts bis Campocologno erneut bis auf 2100 m ab. Dies ist – neben einer durch den Silber-Bergbau in der Val Minur und durch einen Erzabbau in der Val delle Mine bedingten Übernutzung – auch klimatisch durch den Austausch der Luftmassen über Bernina und über Fórcola di Livigno bedingt.

Durch den hinter der Staumauer des Lago di Livigno mündenden Gallo-Gletscher wurde der Spöl-Gletscher auf die westliche Talflanke gedrängt, was durch Rundhöcker und subglaziäre Rinnen belegt wird. Stirnnahe Seitenmoränenstaffeln an der Mündung der Val da l'Acqua und an den Mündungen der von der Kette Piz da l'Acqua–Piz Terza absteigenden Seitentäler bekunden im letzten Spätwürm in die Val dal Spöl abgestiegene Gletscher. In der Val da l'Acqua zeichnen sich auf 1800 m, auf 1880 m und um 2000 m jüngere Staffeln ab. Ein Blockstrom endete auf 2200 m.
Aus der Val del Gallo empfing der Spöl-Gletscher Eis aus der Val Mora, wobei jedoch bei Cruschetta ein Teil weiter gegen S über den flachen Sattel des Passo di Fraéle (1952 m) zum Adda-Gletscher abfloß (S. 412).
Im letzten Spätwürm stießen von der Schumbraida–Murtaröl-Kette (3180 m) im SW und – etwas weniger tief – von der Turettas–Piz Dora-Kette im NE Gletscher in die Val Mora vor. Am Ausgang der Val da Tea Fondada strahlen mehrere Seitenmoränen-Staffeln in die oberste Val Mora hinaus. Die wassererfüllte Senke des Lai da Tea Fondada ist als Söllsee zu deuten (Exk. mit R. Dössegger; Fig. 81).
Auch in die Valle di Livigno stiegen Seitengletscher nochmals bis ins Tal. Der aus der Valle Rossa in die Val del Cantone austretende Gletscher endete auf 1870 m, derjenige aus der Valle Alpisella an deren Mündung in den Canale Torto.

Zur Wald- und Klimageschichte im Unterengadin und Nationalpark-Gebiet

Unterengadin und Nationalpark liegen in einem inneralpinen, durch Trockenheit und eine gewisse Kontinentalität gekennzeichneten Klimabereich. Während die Täler in den Hochglazialen noch von einem zusammenhängenden Eisstromnetz erfüllt waren und sich nur an S-exponierten unvergletscherten Steilhängen eine bescheidenste Flora und Kleintierwelt behaupten und die Kaltzeiten überdauern konnten, begannen im mittleren Spätwürm Vegetation und Tierwelt in die tieferen und mittleren Lagen einzuwandern. Mit dem Vorstoß der ersten Birken und Föhren setzten sich längs des Inns und des Rombaches Weiden und Sanddorn fest, während sich an den Felsen bereits um 12000 Jahre v. h. Wacholder bis auf 1500 m hinauf entwickelt hatten (M. Welten, 1982). Vom S-Rand der Alpen wanderten Lärche, Arve, Weißtanne und Fichte zurück.
In tieferen Lagen wanderten bereits im Präboreal, 9400 Jahre v. h., Lärche und erste wärmeliebende Gehölze in die Föhrenwälder ein (Welten, 1962, 1982). Um 8800 v. h. wurden sie von Fichten, in höheren Lagen von Arven durchsetzt. Um 8300 v. h. wurde mit den vermehrten Niederschlägen die Fichte dominant. Ebenso ist dadurch die Tanne begünstigt worden. Bereits in der frühen Nacheiszeit treten *Alnus incana* und *A. viridis* auf. Auch *Populus tremula* erscheint recht früh.
Erst recht spät, mit der Römerzeit, gelangte die Föhre wieder zur Vorherrschaft. Recht früh, um 7100 v. h., wanderte die Weißtanne von S her ins Unterengadin ein, doch vermochte sie sich – wegen der Niederschlagsarmut – in diesem inneralpinen Trockengebiet nicht durchzusetzen. In höheren Lagen herrscht seit dem Präboreal stets *Pinus*, wohl vorab *P. mugo*, vor.
Die Waldgrenze stieg von anfänglich 1600 m bis auf über 2200 m im Subboreal. In diese Zeit fällt auch die Entwicklung menschlicher Kulturen. In den Tieflagen fand der Mensch Kulturflächen für Getreide und Mähwiesen, in flacheren Hochlagen Weideland für Großvieh.

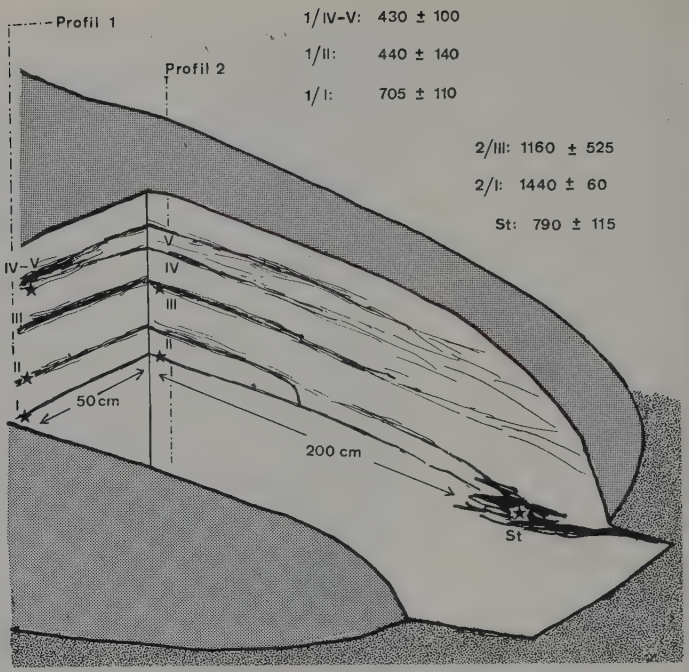


Fig. 82 Fossiler Erdstrom am Munt Chavagl (Schweiz. Nationalpark).
Aus: G. Furrer et al., 1975.
Schematische Darstellung der Grabung A.
★: datierte fAh-Horizonte.

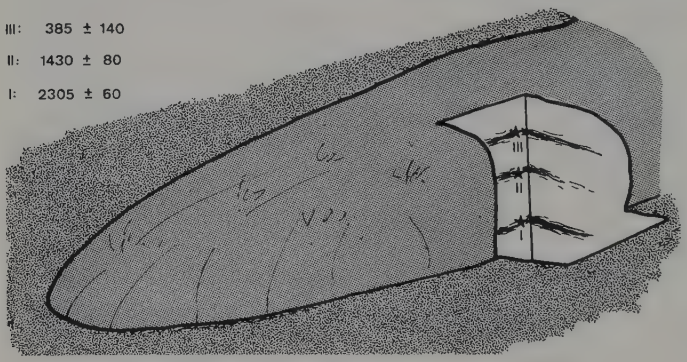


Fig. 83 Schematische Darstellung der Grabung B.
★: datierte fAh-Horizonte.

Solifluktionsdecken, Erdströme, vorab solche, die mit Humusdecken wechsellagern, waren im Gebiet des Schweizerischen Nationalparkes wiederholt Gegenstand von Untersuchungen (G. Furrer, 1954; F. Bachmann & Furrer, 1971; Furrer et al., 1971; 1973; K. J. Graf, 1971; D.-C. Hartmann-Brenner, 1973; F. Beeler, 1977; M. Gamper, 1981).

Im Raum Munt Chavagl–Munt Buffalora SE von Zernez wechseln fossile Humuskarbonatböden mehrfach mit hellem Solifluktionsschutt. Mehrere ^{14}C-Daten ließen das Geschehen zeitlich einstufen; Pollenanalysen erlaubten Rückschlüsse auf Vegetationsgeschichte und Klimaablauf (G. Furrer, H. Leuzinger & K. Ammann, 1975, Fig. 80 und 81). Beeler (1977) konnte 4–5 Solifluktionsphasen nachweisen, die er der Älteren Dryaszeit, der Zeit um 5000 Jahre v. h., den ersten nachchristlichen Jahrhunderten, dem 14. (?) und der Zeit zwischen dem 16. und dem 18. Jahrhundert zuweisen möchte.

Gamper erhielt auf Erdstromrücken am Munt Buffalora und am M. Chavagl eine aus Frostkriechen und Gelifluktion sich zusammensetzende solifluidale Bewegung von durchschnittlich 3,7 cm/Jahr. Für einen der vermessenen Erdströme ergäbe sich – konstante klimatische Bedingungen vorausgesetzt – eine minimale Bildungszeit von 3000 Jahren. Drei ^{14}C-Daten des fossilen Bodens, der die Basis dieses Erdstroms bildet, zeigen aber, daß diese Zunge zur Hauptsache zwischen 1900 und 1500 v. h. entstanden ist; also in viel kürzerer Zeit als dies aufgrund der heutigen Bewegungen möglich wäre. Derartige stärkere solifluidale Fließbewegungen und die Bildung von neuen Erdströmen sind zu erwarten, wenn naß-kühle Sommer häufiger auftreten als in den letzten Jahrzehnten.
Um 500 n. Chr. wurde ein alpiner Seggen-Rasen durch fließende Schuttmassen begraben, was zwei vergleichbare ^{14}C-Daten – 1440 ± 60 und 1430 ± 80 v. h. – aus Böden belegen. Damit könnte dieser Solifluktionsstrom allenfalls der Göscheneralp-Kaltphase II (H. Zoller et al., 1966) und den in den Ostalpen festgestellten Gletscherhochständen (G. Patzelt, 1973) entsprechen.
Während des durch Ruhephasen unterbrochenen Vorgleitens vermochte jeweils eine Vegetationsdecke mit hochgrasigen bis hochstaudigen Arten zu entstehen, die auf einen solifluktionshemmenden Klimacharakter hindeutet.
Die jüngsten fossilen Bodenbildungen stammen aus der frühen Neuzeit; ihre Überdeckung mit Solifluktionsschutt könnte mit den Klimarückschlägen im 17. und 19. Jahrhundert in Zusammenhang gebracht werden.
Das Gebiet zwischen Unterengadin und Münstertal zeigt bis heute noch seinen ursprünglichen, dem Gesteinsuntergrund und dem trockenen inneralpinen Klima angepaßten Vegetationscharakter mit ausgedehnten Legföhren auf den Dolomitschutthalden, dann einen gut entwickelten Bergföhren-Arven-Gürtel und von Lärchen in den Tälern, in dem sich auch die ursprüngliche Tierwelt lange Zeit noch zu behaupten vermochte. Im Inntal entwickelte sich eine an die Standorte angepaßte Flora und Vegetation auf den Alluvionen (H. Zoller et al., 1964; Zoller, 1974). In diesen Wäldern war um Zernez und Scuol der Bär noch 1850 häufig (H. Hedinger, 1979), und F. v. Tschudi (1853) und A. Girtanner glaubten, daß der Bär in der Schweiz nicht unmittelbar vom Aussterben bedroht wäre. Doch zwischen 1870 und 1900 wurde er derart dezimiert, daß schon 1904 in der Val Mingèr – 5 Jahre vor der Gründung des Schweizerischen Nationalparks – gar der letzte erlegt und damit *Ursus arctos arctos* für die Schweiz erloschen war. Im Sarntal N von Bozen wurde der letzte Bär im Jahre 1900 (A. Romen, 1950), im Veltlin 1902 und in Tirol 1908 erlegt, während er in der Brenta-Gruppe und im Adamello zu überleben vermochte (F. Zunino, 1975; G. Daldoss, 1979).
Der Luchs ist im östlichen Graubünden um 1870, der Steinbock schon Ende des 17. Jahrhunderts ausgerottet gewesen. Im späteren 19. Jahrhundert ist auch der Hirsch verschwunden, doch hat er im frühen 20. Jahrhundert das Gebiet des Nationalparks vom Tirol her aus eigener Kraft wieder zurückzuerobern vermocht.
Im Unterengadin, vorab um Scuol und Ramosch, W des Ofenpasses sowie im Münstertal ist der Wald in früheren Jahrhunderten durch ausgedehnte Kahlschläge stark dezimiert worden. Das Holz diente um Il Fuorn zur Speisung der Hochöfen, in denen das dort und um Livigno gewonnene Eisen-, Blei- und Silber-Erz geschmolzen wurde, ebenso für Kalkbrennöfen. Ein Teil des Holzes wurde Inn-abwärts geflößt bis zu den Salzpfannen von Hall in Tirol.
Auf den nährstoffarmen Böden zwischen Il Fuorn und Buffalora haben sich fast ausschließlich schlanke aufrechte Bergföhren entwickelt, denen sich vereinzelt Lärchen und

Arven, seltener auch einzelne Fichten zugesellt haben, die jedoch wegen des inneralpinen Trockenklimas nur mühsam hochkommen.
Am Piz Linard (3411 m) konnte J. Braun-Blanquet (1957) anhand vergleichender Untersuchungen – 1911, 1937, 1947 – gegenüber den ersten Aufnahmen von O. Heer von 1835 eine fortschreitende Bereicherung der Gipfelflora feststellen. Mit dem Ansteigen der Vegetation scheinen Veränderungen an der Waldgrenze in Einklang zu stehen. Für eine gesicherte Verschiebung würde die Beobachtungsreihe allerdings noch nicht ausreichen. Da die starke Erhöhung der Sommertemperatur und das verstärkte Abschmelzen der Gletscher jedoch erst nach 1925, vorab zwischen 1940 und 1950 eingesetzt hat, wäre es denkbar, daß die Waldgrenze bis 1947 noch gar nicht reagiert hat (J. Suter, 1981). In Übereinstimmung mit H. Turner (in Suter) reagieren holzige Pflanzengesellschaften rasch auf Klima-Rückschläge, dagegen nur langsam auf günstiger gewordenes Klima.
S von Scuol/Schuls reicht die Waldgrenze am Mot San Jon bis auf 2260 m, die Baumgrenze bis 2320 m. In den noch verfirnten Seitentälern liegen diese Grenzen über 100 m tiefer.
In der Val Lavinuoz und in der V. Tasna hat E. Vorndran (1969) die höchsten Lärchenkrüppel bis auf über 2500 m angetroffen, während sie auf der N-Seite der Silvretta-Gruppe, im Ochsental und im Bergler Loch noch bis gut 2300 m steigen.

Nördliche Spätwürm-Relikte und östliche Zuwanderer in der Unterengadiner Flora

Nach dem Zurückschmelzen des Eises hat auch im Unterengadin – vorab durch Samen, die mit vorherrschenden Winden verfrachtet worden sind – eine nordische Flora Fuß fassen können. Von dieser haben sich einige Arten bis heute erhalten, so *Tofieldia pusilla*, *Thalictrum alpinum* – Alpen-Wiesenraute, *Ranunculus pygmaeus* – Zwerg-Hahnenfuß, *Potentilla nivea* – Schnee-Fingerkraut – sowie *Saxifraga cernua* – Nickender Steinbrech, *Galium triflorum* – Dreiblütiges Labkraut.
Bereits im ausgehenden Spätwürm erfolgten weitere Einwanderungen, vorab aus dem E und SE, durchs Inntal und durch den Vinschgau und über den Reschenpaß. Um Scuol/Schuls hat sich *Melica transsilvanica* – Siebenbürgisches Perlgras – angesiedelt, im Inntal und im vorderen Samnaun *Aconitum variegatum* – Gescheckter Eisenhut, an den Schloßhügeln von Tarasp und Ardez sowie in der Val d'Uina *Astragalus depressus* und unterhalb von Scuol *A. onobrychis* – Niedergedrückter und Esparsetten-Tragant, um Ardez *Dracocephalum austriacum* – Österreichischer Drachenkopf – in Hecken *Sisymbrium strictissimum* – Steife Rauke, an quellreichen Stellen *Cortusa matthioli* – Glöckel – und im Gebüsch *Fumaria schleicheri* – Schleichers Erdrauch (J. Hartmann, 1948; A. Becherer, 1972a, b). Sodann sind durch Reisende und Warentransporte sowie durch weidende Tiere, vorab durch Schafe, mehrere Arten erst in geschichtlicher Zeit ins Unterengadin eingeschleppt worden (Hartmann, 1948).

Zur Ur- und Frühgeschichte des Unterengadin und des Spöl-Tales

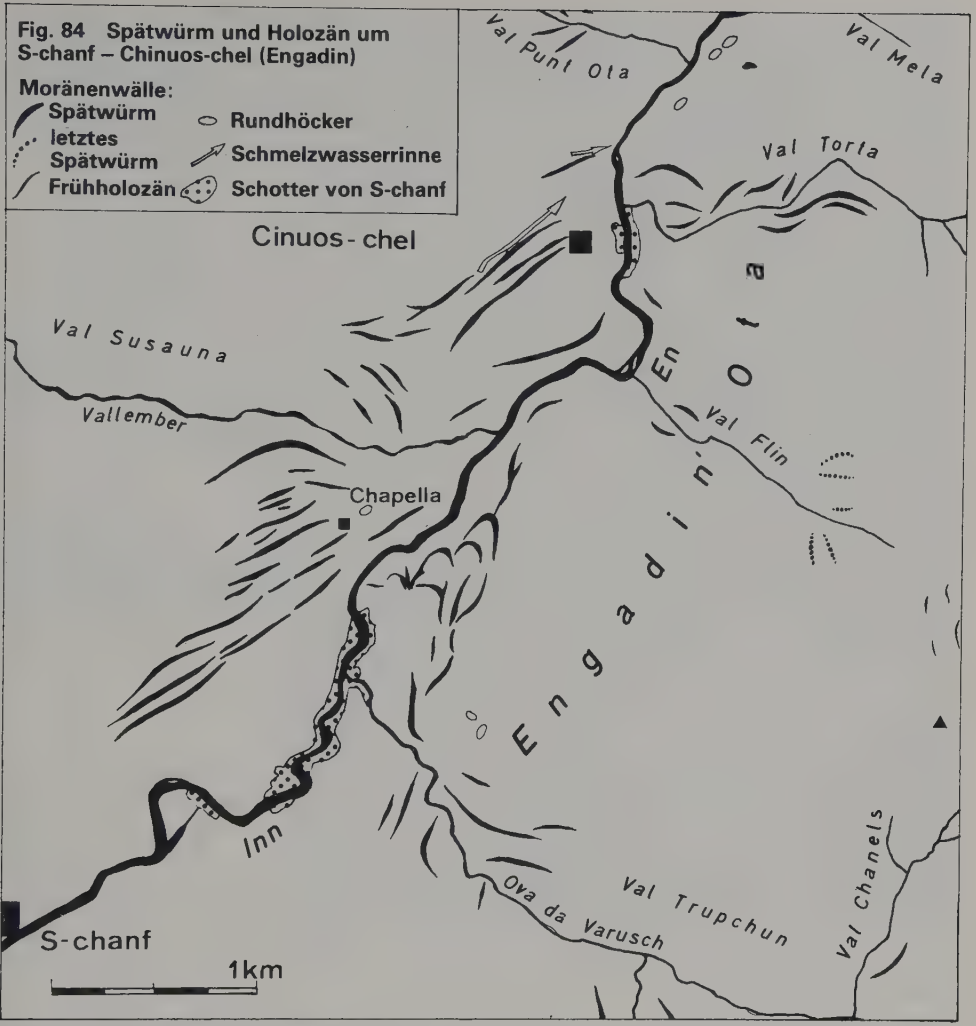
Zeugen einer menschlichen Besiedlung reichen im östlichen Bünden recht weit zurück. Ein Silex-Schaber aus einem Lawinenzug über dem Ofengebiet und Artefakte aus einer

Felsschutz-Siedlung bei Ova Spin E von Zernez belegen den Jungsteinzeit-Menschen im westlichen Ofenpaß-Gebiet (W. Burkart, 1951b).
In der Bronzezeit war das Unterengadin schon besiedelt, was durch zahlreiche ergiebige Fundplätze belegt wird: Tschlin, Ramosch-Mottata und Ramosch-Tschern, Sent, Scuol-Spondraz, -Baselgia und -Crastuoglia, Ftan-Vordere Val Tasna, Guarda-Patnal, Lavin-Las Muottas und Susch-Chaschinas und -Muotta Palü (W. Burkart, 1940; 1951a, b, H. Conrad, 1934, 1941, 1961, 1961, 1981; B. Frei, 1959, 1970, 1971a, b; R. Wyss, 1971; Bd. 1, S. 252, 256). Dabei muß sich den in der mittleren Bronzezeit aus dem Oberinntal ins Unterengadin vorgestoßenen Hügelgräberleuten, die mit Vorliebe auf leicht zu verteidigenden Anhöhen siedelten, um die sie zur Bebauung geeignete Böden vorfanden, das Rundhöckergebiet der Mottata geradezu aufgedrängt haben. Von Tarasp, Ardez – Platta da las Strias – und von Zernez sind auch Schalensteine bekannt geworden.
Der 9 m hohe und 120 m lange Steinwall bei Giarsun, ein prähistorisches Bauwerk, bot Schutz vor durchziehenden Stämmen; eine Angel belegt den Fischfang (Conrad, 1981).
Im vorderen Spöl-Tal diente die Felsschutz-Siedlung von Ova Spin auch in der Bronzezeit als Jagd- und allenfalls gar schon als Bergbau-Unterkunft, was Tonscherben, Tierknochen – zuunterst Steinbock, dann vorwiegend Schaf – und Kupferfunde belegen.
Aus der Eisenzeit liegen Dokumente von Ramosch, Sent, Scuol, Ftan-Pednal (Burkart, 1951a) Ardez-Suot Chasté, -Chanoua, Lavin, Susch, vom Flüelapaß und von Zernez-Muotta da Clüs und Muotta Chasté vor (Bd. 1, S. 256; Conrad, 1981). Die Römerzeit wird durch einige Münzfunde – Scuol, Tarasp, Ftan, Susch und Zernez – sowie durch Waffen belegt. Der Römerweg über den Ofenpaß ist stellenweise noch deutlich zu erkennen (S. 294). Auf Tarasp-Pednal sind zwei vormittelalterliche Gräber freigelegt worden.
Ramosch, die älteste Pfarrei im Unterengadin, Sent sowie die Vallis Eniatina, das Tal der Inn-Anwohner, werden bereits 930 erstmals erwähnt.
Im 11. Jahrhundert wurde das beherrschend auf einem Rundhöcker gelegene Schloß Tarasp erbaut. In Scuol, das 1095 erstmals erwähnt wird, bestand im 12. Jahrhundert kurze Zeit ein Kloster, das dann nach Marienberg bei Burgeis verlegt worden ist (S. 286). Da schon im 12. Jahrhundert auch in Strada, in Tschlin und in Vnà sich eigene Pfarreien bildeten, war das untere Unterengadin offenbar schon damals ziemlich dicht besiedelt. Der Bau der ebenfalls auf Rundhöckern errichteten Burg Steinsberg bei Ardez, des Turms von Susch und des Mooren-Turms bei Zernez, das urkundlich seit 1161 belegt ist, fällt ins 12., derjenige der Kirche ins ausgehende 13. Jahrhundert. Die Höhensiedlungen von Ftan und Guarda, das schon 1160 als warda – Warte – erwähnt wird, entwickelten sich nach dem 15. Jahrhundert. Die zu Lavin gehörenden Ruinen der Chasas da Gonda an der alten Unterengadiner Höhenstraße wurden 1578 von einer Lawine zerstört.
Bereits um die Wende 11./12. Jahrhundert wurde im abgeschiedenen Hochtal von S-charl, dessen Name mit Karl dem Großen in Verbindung gebracht wird (J. Schguanin, 1967), Silbererz abgebaut. Durch die Entdeckung neuer Erzlager um 1317 blühte der Bergbau vor allem im 14. und 15. Jahrhundert auf.
Am Munt Buffalora W des Ofenpasses wurden mindestens seit dem 14. Jahrhundert auf über 2400 m Eisenerze abgebaut und – zusammen mit Erzen aus der Val Mora, der V. Fraéle und der Valle di Livigno in Hochöfen – bei Punt la Drossa und besonders auf Il Fuorn geschmolzen (D. Schläpfer, 1960; G. Peer & H. J. Kutzer, 1980).

Die Besiedlung des abgeschiedenen Samnaun erfolgte über die Pässe aus dem Unterengadin, was ladinische Flurbezeichnungen und Sprachrelikte belegen. Doch finden sich auch im Oberinntal romanische Flurnamen, so daß eine Einwanderung auch aus dem Oberinntal über Spiß erfolgt sein kann. Im 12. Jahrhundert gehörte das Samnaun dem Kloster Marienberg. Vom 14. bis ins frühe 19. Jahrhundert vollzog sich vom Oberinntal her eine Germanisierung, die durch wechselseitige Beziehungen und Tiroler Lehrer abgeschlossen wurde.
Da das obere Spöl-Tal, die Valle di Livigno, durch eine wilde Schlucht vom oberen Unterengadin getrennt ist, erfolgte die Besiedlung dieses Hochtales über die Fórcola di Livigno (2315 m), vor allem aber von Bormio über den Passo di Foscagno (2291 m), den Passo di V. Trela (2295 m) und den Passo d'Eira (2210 m).

Die spätwürmzeitlichen und holozänen Gletscherstände zwischen der Val Bever und Zernez

Zwischen Prazet und Zernez verraten in der Inn-Schlucht von Moräne bedeckte Schotter prähochwürmzeitliche Flußläufe (F. Spaenhauer in H. H. Boesch et al., 1948k). Die Eintiefung während und nach der letzten Eiszeit kann daher nur geringe Ausmaße angenommen haben.
Noch im jüngeren Spätwürm lieferten Chamuera-, Alvra-, Es-cha-, Viroula-, Arpiglia-, Varusch- und Vallember-Gletscher Zuschüsse zu einem zunächst bei Cinuos-chel stirnenden *Inn-Gletscher*, wo sich auf beiden Talseiten tiefliegende Seitenmoränen und Rundhöcker zu erkennen geben. Auch von der Quattervals-Gruppe stiegen Gletscher durch die Val Tantermozza, V. S-chüra, V. Verda, V. Torta, V. Flin und die V. da Botta d'Flöder bis in die Talsohle ab, was stirnnahe Seitenmoränen bekunden. In all diesen Tälern lassen sich auch jüngere Zungenlagen durch Moränenreste belegen.
Spaenhauer gibt eine Endlage des Inn-Gletschers bei Prazet an. Rückzugsstaffeln zeichnen sich S von Chapella und bei Zuoz ab. Aus der Val Trupchun und der V. Chaschauna drang Eis bis zu dem vor dem Talausgang stirnenden Inn-Gletscher vor, was, neben einer bis auf über 1950 m reichenden Mittelmoräne an der Mündung beider Gletscherarme, am Ausgang durch Stirnmoränen-Staffeln belegt wird. Im Stadium von Cinuos-chel vermochte auch der Vallember-Gletscher aus der Val Susauna dank seiner Zuschüsse wieder bis ins Inntal vorzustoßen, was durch Moränen bekundet wird. Bereits R. Staub (1952) hat die Moränen von Cinuos-chel als Endmoränen eines Bernina-Gletschers betrachtet, der aus der Val Susauna und der V. Chaschauna noch Zuschüsse erhalten hat. Zeitlich weist sie Staub jedoch nicht dem äußersten Stand des Gschnitz-Stadiums zu, da er dieses noch weiter Inn-abwärts annimmt.
M. Maisch (1981) konnte bei Cinuos-chel mindestens 3 verschiedene Vorstoßphasen unterscheiden. Das Fehlen von Julier-/Albula-Graniten auf der linken Talseite N von Cinuos-chel und das Auftreten von Amphiboliten, wohl aus dem Raum des Scaletta-Passes, lassen erkennen, daß der *Vallember-Gletscher* aus der V. Susauna noch beteiligt war, durch den mächtigeren Inn-Gletscher jedoch auf die linke Talflanke abgedrängt wurde. Mit dem Chapella-Stand wurde er selbständig. Eine weitere Endlage zeichnet sich hinter Susauna ab. Maisch weist die Stände von Cinuos-chel aufgrund der Schneegrenz-Depression von 400–500 m gegenüber 1850 seinem Clavadel-Stadium zu.
In einem Moor im Mündungsbereich des Tales in 1660 m Höhe erhielt Maisch (1981) aus einer Gyttja in 5,15 m Tiefe ein ^{14}C-Alter von 10790 ± 120 Jahren v. h. Zwei Pollen-



proben in 4,75 und 3,85 m ergaben einen Bergföhren-Arvenwald mit 42 bzw. 51% *Pinus silvestris/mugo* und 55 bzw. 45% *P. cembra* (K. Graf in Maisch).

Am Ende des vorangegangenen Interstadials und beim Gletscher-Vorstoß bis Cinuos-chel dürften die vom Eis noch überfahrenen, lokal verkitteten S-chanfer Schotter abgelagert worden sein, in die sich Schmelzwässer und Inn eingeschnitten haben (Fig. 84 und 85). Zuvor muß der Inn-Gletscher bedeutend zurückgeschmolzen sein, lassen sich doch in der Val Trupchun analoge, im Stadium von Cinuos-chel vom Trupchun-Eis nochmals überfahrene und von Moräne bedeckte Schotter über 4 km taleinwärts verfolgen (Exk. mit R. Dössegger). 1,2 km E der Parkhütte Varusch sind die Gerölle bereits recht groß und nur leicht zugerundet, noch 150 m weiter taleinwärts finden sich verfestigte, möglicherweise bereits subglaziär abgelagerte Sande mit einzelnen Geröllen. Bei einem derartigen Zurückweichen des Trupchun-Eis dürfte auch der Inn-Gletscher im vorangegangenen Interstadial kräftig, mindestens bis La Punt, zurückgeschmolzen sein.

Fig. 85 Die verkitteten Schotter von S-chanf: Vorstoßschotter des Inn-Gletschers zum Stadium von Cinuos-chel auf der rechten Seite des Inns.

Von der *Quattervals-Gruppe* fuhren Flin-, Torta- und Tantermozza-Gletscher und aus der Vadret-Sarsura-Kette Puntota-, Barlas-ch- und Pülschezza-Gletscher mit schmalen Zungen ins Haupttal vor. In diesen steilen Seitentälern zeichnen sich jüngere – letzte spätwürmzeitliche und holozäne – Stände ab.

Die Rundhöcker SSW von Zernez und NE von Cinuos-chel deuten darauf hin, daß das aus der Quattervals-Gruppe, vorab aus den Val Chaschauna und Trupchun, austretende Eis in den Hochglazialen vom Inn-Gletscher ganz auf die rechte Talflanke gedrängt worden ist (Fig. 86).

An der Sella da Pülschezza teilte sich das Eis aus dem *Sarsuret-Gebiet* noch um 1850 in zwei Stirnlappen; der eine floß mit dem Vadret da Sarsura in die Val Sarsura ab, der andere endete in der obersten V. Pülschezza.

In den Seitentälern der *Val Susauna* stiegen Gletscher im letzten Spätwürm bis 2000 m ab; auch der auf Alp Funtauna zwei Zuflüsse aufnehmende Vallember-Gletscher hing über einen Felsriegel in der hintersten V. Susauna ebenso tief herab.

Jüngere Vorstöße werden in den Seitentälern – in der Vallorgia, S von Scaletta- und Sertigpaß sowie in der Val dal Tschüvel – durch Moränen belegt (P. Bearth et al., 1935k). Frührezente Moränen des Vadret da Porchabella reichen bis 2540 m herab (DK XV, 1853).

In den Quelltälern der *Ova da Varusch* ist ein letzter Spätwürm-Stand an den Ausgängen der V. Vaüglia und der V. Chaschanella angedeutet. In der V. Trupchun zeichnet sich dieser unterhalb der Alp Trupchun auf 2000 m (Fig. 87), in der V. Müschauns um 1950 m (F. Beeler, mdl. Mitt.) und in der V. Mela nahe dem Ausgang, auf 2030 m, ab. SE von Zuoz steigen stirnnahe Seitenmoränen aus der Val Arpiglia ins Engadin herab.

Fig. 86 Am Ausgang der Val Trupchun verraten linksufrige Seitenmoränen eine Vereinigung mit dem Inn-Gletscher im Stadium von Cinuos-chel. Im Vordergrund ein von Eis und Lawinen ausgeräumtes Seitentälchen. Im Inntal S-chanf, dahinter der überschliffene Felsrücken von God God. Im Hintergrund die bis auf eine Höhe von 2700 m eisüberprägten Talhänge mit Piz Uertsch (links), P. Blaisun, P. Kesch (Mitte) und P. Griatschouls (rechts). Photo: Dr. R. Dössegger, Zürich.

Eine jüngere spätwürmzeitliche Stirnmoräne des im Cinuos-chel-Stadiums ebenfalls vorgestoßenen *Arpiglia-Gletschers* auf 1850 m veranlaßte dessen frontal austretende Schmelzwässer, sich neu einzuschneiden, so daß auch die Ova d'Arpiglia beim Abschmelzen der Zunge ihren angestammten Lauf aufgab. Sie wurde nach N abgelenkt und überwindet seither die letzte Stufe zum Inn SE von Zuoz im Sagl d'Arpiglia.

Moränenstaffeln des ausgehenden Spätwürm reichen auf der N-Seite des Piz Mezzaun (2963 m) nochmals bis auf 2000 m, in der Val d'Arpiglia bis unter 2200 m herab. Letzte Spätwürm-Moränen umschließen die höchsten Zungenbecken N und NE des P. Mezzaun zwischen 2200 m und 2350 m. Auch in den Quelltälern der Ova d'Arpiglia zeichnen sich entsprechende Stände durch stirnnahe Moränen zwischen 2300 m und 2400 m ab.

Am Fuß der Felsbastion des P. Mezzaun sind mächtige Stauschuttmassen aufgeschlossen. Diese sind größtenteils bereits beim Aufbau des Inn-Eises geschüttet worden.

Moränen des *Stadiums* von *Bever* liegen am Ausgang der Val Chamuera sowie über den Mündungen der V. Malat und der V. Lavirun. Im jüngeren Spätwürm stießen die Gletscher aus der V. Burdùn, der V. Prüna und der V. Prünella wieder bis zur V.

Fig. 87 Letzte spätwürmzeitliche Moräne auf Alp Trupchun im SW des Schweiz. Nationalparks. Sie belegt ein Zungenende des Trupchun-Gletschers auf gut 2000 m. Im Talschluß die Fuorcla Trupchun.
Photo:
Dr. F. Beeler, Cham ZG.

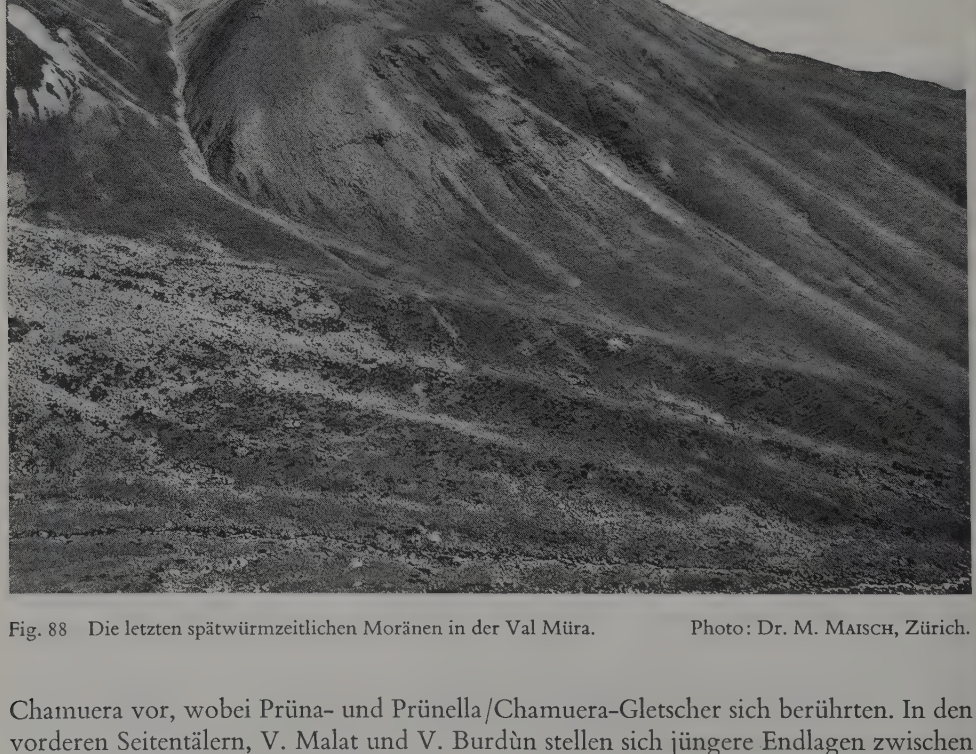


Fig. 88 Die letzten spätwürmzeitlichen Moränen in der Val Müra. Photo: Dr. M. Maisch, Zürich.

Chamuera vor, wobei Prüna- und Prünella/Chamuera-Gletscher sich berührten. In den vorderen Seitentälern, V. Malat und V. Burdùn stellen sich jüngere Endlagen zwischen 2200 m und 2300 m sowie auf 2400 m ein.
In der V. Prüna liegen jüngere Zungenenden zwischen 2300 m und 2340 m. In der

Fig. 89 Die Kette Piz Kesch (3418 m)–P. Griatschouls (2972 m). Aufgrund der deutlichen Eisüberprägung stand das würmzeitliche Inn-Eis zwischen Bever (linker Rand) und Zuoz (rechts) bis um 2800 m, das rißzeitliche gar auf 2900 m Höhe.

V. Prünella fuhr das Eis erneut bis an den Ausgang vor; in der V. Chamuera dürfte das entsprechende Ende unterhalb 2300 m gelegen haben. Auch in der V. Lavirun stieß das Eis aus dem hochgelegenen Einzugsgebiet N des Munt Cotschen (3104 m) erneut vor. Noch im jüngeren Spätwürm stieß der vereinigte Müra/Es-cha-Gletscher gegen Madulain bis fast auf 1800 m herab (Fig. 89).
In der Val d'Es-cha und in der V. Müra unterschieden H. Eggenberger (1925), H. Heierli (1955) und Maisch (1981) zahlreiche Moränenstaffeln, die letzten Spätwürm- und holozänen Ständen zuzuordnen sind (Fig. 88). Auch in der Val d'Alvra konnten sie mehrere Stände erkennen: bei Alp Proliebas (2 km WNW von La Punt) auf 2000 m, auf Alp Nova auf 2100 m, unterhalb Bella und E des Albula-Sees. Innerhalb der letzten Spätwürm-Staffeln liegen auf dem N-Abhang der Val d'Alvra prachtvolle Blockgirlanden (H. Cornelius, 1951; H. Jäckli, 1957; Maisch, 1981). Nach Dr. W. Haeberli (in Maisch) können die hohen Schuttwülste wie auf dem Flüelapaß durch Eisvorstöße in gefrorenes Schuttgut gebildet worden sein.
Mit dem Abschmelzen von Inn-Eis sind NE und N von Bever Sackungen niedergefahren.

Die Val Bever im ausgehenden Spätwürm und im Holozän

Im Bever-Stand des Inn-Gletschers vermochte auch der Beverin-Gletscher aus dem Einzugsgebiet Piz Ot–P. Saluver–P. Suvretta–P. d'Agnel–P. d'Err–P. da las Blais–Crasta Mora nochmals gegen Bever vorzustoßen (Fig. 89). Stirnnahe Seitenmoränenreste finden sich am Talausgang NW des Dorfes. J. Suter (1981) erhält für diesen Stand ge-

genüber 1850 eine Schneegrenz-Depression von 310 m. Rückwärtige Moränenteile sind durch Schuttfächer, zuletzt aus dem Lavinèr da la Resgia, aus dem der Beverin-Gletscher noch einen letzten Zuschuß erhalten hat, überschüttet worden.
Eine nächstjüngere stirnnahe Endmoräne liegt E von Spinas; sie verrät einen um 3 km weiter talaufwärts, auf knapp 1800 m gelegenen Stand. Dann schmolz das Beverin-Eis zurück, wobei die Zunge aus der Suvretta da Samedan selbständig wurde. Im Profil Palüd Marscha (2010 m) erhielt SUTER aus einer Torfbasis-Probe – allerdings durch eine Sandlage getrennt – mit 8645 ± 75 Jahren v. h. ein für das Eisfreiwerden zu geringes Alter.
Beim Palüd Marscha-Stand, der von einem Doppelwall begrenzten Endlage bei Plaun Grand (H. KERSCHNER, 1967) hatte die Zunge aus der Suvretta da Samedan zunächst den Beverin-Gletscher eben nochmals erreicht. Aufgrund der errechneten Schneegrenz-Depression von 240 m gegenüber 1850 parallelisiert SUTER diesen Stand mit dem Daun-Stadium.
Auf Alp Val zeichnet sich bei einer Depression von 175 m durch vier Staffeln von Wallresten belegte Zungenenden das Egesen-Stadium ab (KERSCHNER, SUTER). Dabei empfing der Beverin-Gletscher noch Zuschüsse von der Kette des P. Bever; ebenso brachen damals Bergstürze auf den Zungenbereich nieder. 1 km oberhalb der innersten Staffel folgen morphologisch nicht zu unterscheidende Endmoränenwälle, die als Beverin-Stand mit einer Depression um 100 m zeitlich dem Kromer-Stand der Silvretta-Gruppe (G. GROSS et al., 1978) gleichgesetzt werden.
In einem auf 2270 m aufgegrabenen Profil ergab eine rund 70jährige eingeschwemmte Arve unterhalb der Torfbasis ein ^{14}C-Alter von 8085 ± 95 Jahren v. h. und damit eine Mindesthöhe der damaligen Baumgrenze. Ein weiterer, rund 120jähriger Stamm aus dem Moorprofil E der Jenatsch-Hütte (2580 m) erbrachte ein Datum von 4085 ± 75 Jahren v. h. Zusammen mit Arvenfunden – auf 2435 m in der Val Tuors mit einem ^{14}C-Alter von 4355 ± 80 v. h. (M. MAISCH, 1981) und aus einem Moor am Flüelapaß, 40 m über der potentiellen Waldgrenze, mit 3935 ± 165 und 3515 ± 80 Jahren v. h. (R. VUAGNEUX in G. FURRER et al., 1980) und mit mehr oder weniger altersgleichen Stämmen aus Urseren und aus dem Wallis – wird damit eine jüngere Klimagunst zwischen 4400 und 3500 v. h. belegt.
Als Ova d'Err-Stand werden stirnnahe Moränen auf beiden Seiten der sich vereinigenden Ovas d'Err und Traunter Ovas bezeichnet. Aus der Zungenlage resultiert eine Depression von 70 m gegenüber 1850. Um 1850 stirnte der Vadret Caldaras auf 2530 m, um 1890 auf 2580 m, 1905 (CORNELIUS, 1932K) auf 2650 m. Von 1894, dem Beginn der Messungen bis 1978 ist die Zunge um 780 m auf 2730 m zurückgeschmolzen.
Der vom Piz Ot (3246 m) durch die Valletta abfließende Gletscher hing noch im ausgehenden Spätwürm mit einer Zunge über den Sattel von Margunin bis unter 2000 m gegen Samaden herab; der Hauptarm drang durch die Valletta da Bever bis auf 1850 m vor. Der gegen NE sich wendende Vadret dal P. Ot und der Vadr. Palüd Marscha aus dem Kar zwischen Piz Ot und P. Marsch stießen bis in die Val Bever vor.
Die durch die Suvretta da Samedan nach N abfließenden und die im Talschluß der V. Bever aus den Karen der P. Laviner, P. Jenatsch, P. Calderas, P. d'Agnel und P. Surgonda–P. Bever austretenden und sich sammelnden Eismassen vermochten sich zunächst auf 2300 m eben noch zu berühren. Erst lag das Zungenende bei Zembers da Suvretta; dann wurden die beiden Gletscher selbständig; in einem mehrstaffeligen Stadium blieben sie getrennt (H. P. CORNELIUS, 1932K, 1951).

Die jüngeren spätwürmzeitlichen Vorstöße im Oberengadin

Im *Stadium von Cinuos-chel* stand der *Inn-Gletscher* an der Mündung der Val d'Es-cha und der V. d'Alvra auf über 2000 m, am Ausgang der V. Bever auf über 2100 m, an dem der V. Saluver auf 2200 m, über Pontresina, an der Konfluenz von Roseg- und Morteratsch-Gletscher, gar auf 2300 m, was auf Alp Languard, nach der Vereinigung mit dem Languard-Gletscher, durch einen Moränenrest dokumentiert wird. Im Oberengadin reichte das sich fächerartig ausbreitende Bernina-Eis aufgrund von Seitenmoränen W von St. Moritz auf über 2200 m, am Ausgang der V. Suvretta da S. Murezzan auf 2130 m. Gegen die V. dal Güglia, aus der ebenfalls Eis hinzutrat, fiel die Oberfläche auf 2100 m. Durch Fex- und Fedoz-Gletscher, Rosatsch-, Corvatsch-, Lagrev- und Grevasalvas-Eis unterstützt, floß Bernina-Eis gegen SW über die Wasserscheide des Maloja, vereinigte sich bei einer Eisoberfläche um 2000 m mit dem Orlegna-Gletscher und stirnte – zusammen mit Maira- und Albigna-Eis – bei Stampa.
Eine nächste Rückschmelzstaffel zeichnet sich bei S-chanf durch stirnnahe linke Seitenmoränenreste ab (Fig. 84).
Während der *Endlage von Zuoz* dürfte die Eisoberfläche bei der Mündung des Beverin-Gletschers auf über 1950 m, um St. Moritz auf gut 2100 m und an der Mündung der Val dal Güglia noch auf 2000 m gereicht haben. E des Maloja traf das Engadiner Eis mit dem Orlegna-Gletscher zusammen, stürzte mit diesem über den Felsriegel ins Bergell, vereinigte sich noch mit Maira- und Albigna-Gletscher und stirnte bei Borgonovo.
Im *Stadium von Bever* traf das NW von Pontresina erneut ins Oberengadin austretende Bernina-Eis ein letztesmal mit den Zungen von Beverin-, Müsella- und Champagna-Gletscher zusammen.
An der Mündung der Val Roseg in die V. Bernina und auf La Crasta W von Pontresina wird dieser Stand durch Rundhöcker und Moränen um 2000 m belegt. Von La Crasta verläuft eine Seitenmoräne, die S von einer Schmelzwasserrinne begleitet wird, gegen St. Moritz-Bad. NNW des Piz Mezdì bricht dieser Wall ab und tritt weiter W nur noch fragmentarisch SW und S von Champfèr wieder auf. Offenbar empfing das bis in die Mitte des Lej da Champfèr reichende Bernina-Eis noch Zuschüsse von der Rosatsch-Kette. Von den Bergen der NW-Seite mündete Eis durch die Val Saluver und die Suvretta da S. Murezzan, wie Moränen belegen, auf 1900 m (R. Staub, 1946k).
Zusammen mit Wallmoränen auf La Crasta und Moränen, die sich von der Stauterrasse von Chanterella NW von St. Moritz bis zu den stirnnahen Schottern im L. da Champfèr (Fig. 90) verfolgen lassen, bekunden diese Eiszuflüsse zwischen Pontresina und St. Moritz Bernina-Eis bis auf 2000 m. Neben dem Chamuera-Gletscher reichte damals auch das vom Albula gegen La Punt abfließende Eis wieder fast bis ins Inntal.
In der Val dal Güglia dürfte sich das dem Stand im Lej da Champfèr und von Bever entsprechende Zungenende durch den Wall von Muot dal Sablun abzeichnen. Daraus ergibt sich eine klimatische Schneegrenze von 2450 m.
In einer Abschmelzphase erfüllte das Bernina-Eis noch das Becken von Samedan und entsandte einen Lappen über die flache Senke des Lej da Staz ins Becken des L. da S. Murezzan und in die Senke von Cangiroulas. Schmelzwässer flossen über St. Moritz-Bad ans SW-Ende der St. Moritzer Zunge und wurden dort zusammen mit den Schmelzwässern des Inn-Gletschers zum St. Moritzer See aufgestaut, während die rechtsrandigen Schmelzwässer durch die Inn-Schlucht unter das Eis in der Champagna da Samedan abflossen (Fig. 91).

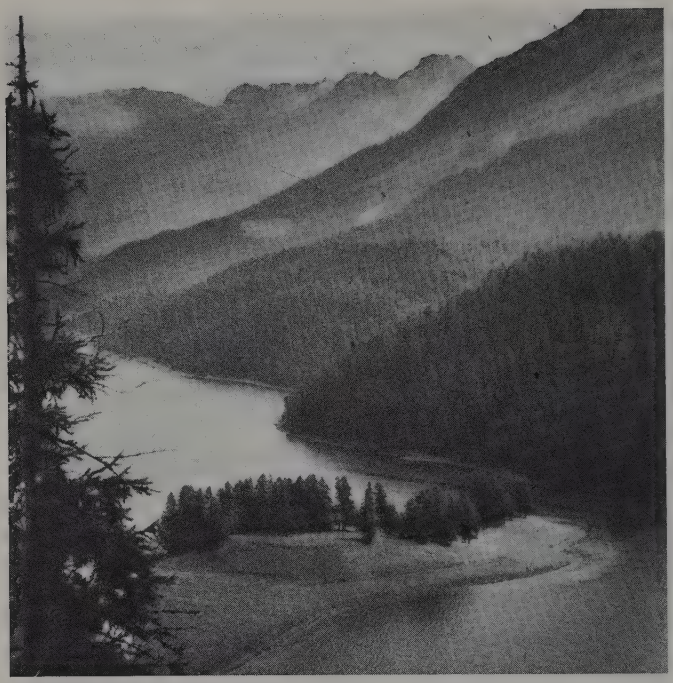


Fig. 90 Die Kameterrasse im Lej Champfèr, eine stauchmoränenartige Ablagerung zwischen einem Lappen des Morteratsch/Roseg- (links) und einem solchen des Fex-Gletschers.

Die Charnadüra, die Inn-Schlucht zwischen St. Moritz und Celerina, wurde, wie der Inn-Lauf Lej da Champfèr–St. Moritz-Bad, spätestens im Spätwürm, wahrscheinlich jedoch bereits weit früher als subglaziäre Schmelzwasserrinne angelegt. Alb. Heim (1922) betrachtet die Charnadüra als epigenetischen Einschnitt, der nach dem Bergsturz von St. Moritz-Kulm durch den Überlauf des aufgestauten Wassers vertieft wurde.
Nach dem Abschmelzen des Eises im Engadin bildeten sich im Talboden zwischen Zuoz und Celerina mehrere flachgründige Seen. Ein erster See wurde zwischen den Schuttfächern von S-chanf und Zuoz und den aus der Val Rudè und der V. Arpiglia austretenden Kegeln gestaut. Ein längerer See bildete sich hinter den beiden gegenüberliegenden Fächern unterhalb von Madulain, und ein letzter, wohl derjenige, der am längsten zu bestehen vermochte, wurde durch den aus der Val Bever austretenden Fächer des Beverin und die gegenüber mündende Ova da Müsella abgedämmt.
In einer Tiefbohrung S von Zuoz lagen in 92 m Tiefe über dioritischem Untergrund zunächst 38 m Lehme mit Geröllen und Sanden, dann 54 m Kiese mit Sandlinsen. Zwischen Bever und La Punt haben sich nach der Füllung des spät- bis nacheiszeitlichen Sees noch Altwasserläufe des Inns erhalten.
S von Samedan folgten in 81 m über aplitischem Err-Granit 3 m lehmig-kiesige Moräne, dann 9 m lehmiger Sand, beide spätglaziale Seeablagerungen, und hernach zunächst noch sandreiche Kiese (A. Handke in Büchi & Müller, schr. Mitt.).
In einem nächstjüngeren Eisvorstoß erfüllte der Bernina-Gletscher noch die Becken des Lej da S. Murezzan und der Champagna, der Ebene von Samedan, was durch Seitenmoränen zwischen Lej da Staz und L. da S. Murezzan/St. Moritzer See, um Schlarigna/Celerina sowie SW und SE von Samedan belegt wird. Aus der V. Muragl stieg noch eine schmale Zunge zum Bernina-Gletscher ab.

Fig. 91 Im früh- und spätglazialen Konfluenzbereich von Inn- und Morteratsch/Roseg-Eis haben sich zahlreiche Rundhöcker ausgebildet. Dazwischen sind in der Talsohle Seen ausgekolkt worden – Lej de Staz, L. da S. Murezzan, L. da Champfèr/Silvaplauna und L. da Segl.
Die deutliche Überprägung des Piz da l'Ova Cotschna (2716 m) und des Piz Albana Pitschen (2909 m) bekunden eine würmzeitliche Eishöhe von über 2900 m.

Während noch bis tief ins Spätwürm das Bernina-Eis die ins Oberengadin vorstoßenden Zuschüsse zurückstaute, was durch Stauschuttmassen und Bernina-Erratiker – etwa in der vorderen Val Fex – belegt wird, vermochten die südlichen Seitengletscher im ausgehenden Spätwürm bis in die Talsohle vorzustoßen (Staub, 1938, 1946k; F. Seger, 1971; B. Gamper-Schollenberger, 1983; J. Suter et al. in M. Maisch & Suter ed., 1982). Die aus der Val Fedoz und der V. Fex vorgefahrenen Gletscher erfüllten im Stand von Champfèr noch die Becken des Lej da Segl/Silsersee und des L. da Silvaplauna und mit Eis vom P. Corvatsch, von der Arlas–Surlej-Gruppe und von der Lagrev–Grevasalvas-Kette auch das SW-Becken des Lej da Champfèr. Die Halbinsel Piz im See von Champfèr markiert wohl die Stelle, wo sich talaufwärts fließendes Bernina-Eis und Corvatsch-Eis begegnet sind. Ebenso stießen seitliche Zungen in die Becken des Lej da Silvaplauna und des L. de Segl. Zwischen dem Engadiner Taleis und den zufließenden Eismassen aus den südlichen Seitentälern, der Val Forno, der V. Fedoz und der V. Fex, sowie von der Corvatsch–Rosatsch-, von der Grevasalvas-Lagrev- und von der Nair-Kette haben sich im Bereich tektonischer Linien Rundhöckerfluren mit Seen und Mooren ausgebildet.
Am Malojapaß unterblieb die Verbindung des Engadiner Eises mit dem Orlegna-Gletscher bereits im vorangegangenen Interstadial.
Im Stadium von Bever dürfte kurzfristig nochmals eine geringe Verbindung von Engadiner Eis und Orlegna-Gletscher existiert haben. Der Riegel zwischen Pila und der Burg blieb jedoch eisfrei. Damals dürften sich auch die beiden Gletscher unterhalb von Ca-

Fig. 92 Das von Isola in den Lej da Segl vorgetriebene Delta der Ova da Fedoz. Es ist in der Anlage als flacher Sanderkegel des im letzten Spätwürm nochmals bis an die Mündung der Val Fedoz vorgestoßenen Vadret da Fedoz zu deuten. Im jüngeren Holozän ist der Dolomit-Rundhöcker des Piz d'Islas an der Fächerfront angelandet worden. Links die Val Fex, durch die damals der Vadret da Fex bis an den Ausgang vorgedrungen ist. Im Talschluß der Piz Tremoggia (3441 m). Die glaziäre Eintiefung des Engadins beträgt über 200 m.

saccia noch mit der Maira-Stirn vereinigt haben. Die Schotterebene von Löbbia ist als zugehöriger Sander zu deuten, der durch einen Lappen des Albigna-Gletschers aufgestaut worden ist (S. 386).

Ein etwas zu hohes Datum von der Basis des Moores vom Lej Marsch zwischen den Eismassen in den Becken des Lej da Silvaplauna/Champfèr und des L. da S. Murezzan ergab 13 850 ± 450 Jahre v. h. Damit dürfte das Engadiner Eis auch um St. Moritz–Champfèr früher abgeschmolzen sein, als bisher angenommen wurde (Staub, 1938, 1952; H. Kleiber, 1974; A.-K. Heitz, P. Punchakunnel & H. Zoller, 1982a, b; J. Suter et al. in M. Maisch & Suter, ed., 1982; Punchakunnel, 1983). Immerhin beginnen die Pollenprofile im tiefer gelegenen L. Marsch deutlich später als im höher gelegenen Mautschas, so daß das Toteis in den tiefer gelegenen Seen allenfalls erst am Ende des Alleröds abgeschmolzen ist.

Im Stand von Samedan wurde das Becken Lej da Segl/Silvaplauna noch vom Fex- und Fedoz-Gletscher genährt, wobei nun jedoch das Silsersee-Eis nicht mehr mit dem Orlegna-Eis in Verbindung trat. Zwischen den beiden Eismassen wurde ein Stausee abgedämmt. Nach dem innersten Stand von Samedan schmolz das Engadiner Eis in den Becken der Champagna, des L. da S. Murezzan, des nordöstlichen L. da Champfèr und im zunächst noch zusammenhängenden Becken des südlichen L. da Champfèr, des L. da Silvaplauna und des L. da Segl zu Toteismassen zusammen, die maximal bis ins ausgehende Spätwürm überdauern konnten.

Fig. 93 Letzte Spätwürm-Moränen auf der Hochfläche von Ils Lejins NW des Piz Corvatsch mit den Oberengadiner Seen, Piz Ot und P. Kesch. Photo: R. KÜNDIG, Zürich.

In den Kaltphasen des ausgehenden und des letzten spätwürmzeitlichen Standes rückten die Oberengadiner Gletscher erneut vor. Damals wurde das SW-Becken des Lej da Champfèr durch die Schuttfächer von Surlej und Silvaplauna vom L. da Silvaplauna abgetrennt, während die Fedacla bei Sils-Maria einen Schuttfächer vortrieb und das einst zusammenhängende Seebecken in den Lej da Silvaplauna und den L. da Segl unterteilte. Eine Tiefbohrung NE von Sils-Maria erbrachte nach 34 m groben Sanden und Kiesen der Fedacla zunächst 12 m siltige Verlandungssedimente eines noch vereinigten Lej da Segl/Silvaplauna, dann 67 m tonige Silte und Feinsande und nach 17 m lehmigen Sanden und Kiesen, die als Moräne zu deuten sind, in 130 m Tiefe kalkige Bündnerschiefer (HANDKE in BÜCHI & MÜLLER, schr. Mitt.).

Die Anlage des Schuttfächers fällt frühestens ins letzte Spätwürm, in die Zeit des Abschmelzens des Fex-Gletschers von den Endlagen um Fex. Da in Segl-Baselgia ein römischer Grabstein gefunden wurde und auch die Basilika, die Mitte des 14. Jahrhunderts erstmals erwähnt wird (O. KOBER, Pontresina, mdl. Mitt.), am äußersten Rand des Schuttfächers liegt, erfolgte die Trennung der beiden Seen bereits in vorgeschichtlicher Zeit. Dagegen erfolgte die Trennung von Lej da Silvaplauna und L. da Champfèr durch die Schuttfächer von Silvaplana und von Surlej erst in jüngster Zeit, vorab durch die Ablagerungen der Ova da Schinellas.

Noch im ausgehenden Spätwürm hingen vom Piz Corvatsch (3451 m) und vom P. Murtel (3433 m) Eiszungen gegen den Lej da Silvaplauna und gegen Surlej herab, im letzten Spätwürm bis Alp Surlej, zunächst bis 2050 m, später noch gegen Alp la Muotta und bis Margun Surlej, bis 2150 m. Markante letztspätwürmzeitliche Moränenwälle liegen auf der Hochfläche Ils Lejins. (Gem. Exk. mit R. KÜNDIG, R. PHILIPP und A. STÄUBLI; Fig. 93). Von den Chastelets gegen Margun hat sich ein fossiler Blockgletscher erhalten.

Fig. 94 Der Transfluenz-Sattel der Fuorcla Padella (2736 m) NW Celerina von der Valletta gegen das Oberengadin. Dahinter der Transfluenz-Sattel am Rosatsch SE von St. Moritz. Im Hintergrund die Bernina-Gruppe, vorn frührezente Moränenrücken eines Gletschers vom Piz dal Büz und vom P. da la Funtauna, SE des P. Ot. Photo: E. Büttner, Pontresina.

Staub (1946k) bezeichnete diesen Vorstoß daher als *Corvatsch-Stadium*. Noch jüngere Stände, nach D. Barsch (schr. Mitt.) Wälle eines Blockgletschers, finden sich N des P. Murtel. Holozäne Moränen- und Blockgletscher-Wälle finden sich auch N der Fuorcla Padella (Fig. 94).

Um 1850 stieß der Vadret dal Murtel erneut bis 2640 m, der Vadret dal Corvatsch bis 2550 m vor. Bis 1973 waren die beiden bis auf 2880 m bzw. auf 2820 m zurückgeschmolzen (Müller et al., 1976).

Aus dem Rosatsch-Gebiet hingen im letzten Spätwürm Eiszungen zunächst noch bis gegn St. Moritz-Bad, bis unter 1900 m, später bis gegen 2000 m herab. Um 1850 endete der Vadret da Rosatsch beim Lej da l'Ova-Cotschna auf 2620 m, 1973 auf 2740 m.

Der *Fex-Gletscher* rückte im ausgehenden Spätwürm bis Crasta vor, wo sich beidseits der Fedacla tiefe Seitenmoränen einstellen. Letzte Spätwürm-Stände lassen sich bei Curtins und bei Alp Suot erkennen. Um 1850 (DK XX, 1854) endeten seine Hauptäste, der Vadret dal Tremoggia auf 2370 m, der Vadr. da Fex auf 2120 m und der Vadr. dal Güz auf 2400 m. Bis 1955 (LK 1277) sind die drei auf 2588 m, 2273 m und auf 2550 m, bis 1973 (F. Müller et al., 1976) auf 2600 m, 2360 m und 2660 m zurückgeschmolzen.

Auch der *Fedoz-Gletscher* aus dem Großkar Monte dell'Oro–Piz Fora schob seine Zunge erneut bis an den Talausgang vor und hing mit seiner Zunge bis Isola herab. Das Delta in den Silsersee wurde bereits als Sanderkegel angelegt. Im jüngeren Spätwürm und im Holozän schob sich das Delta der Aua da Fedoz immer weiter in den See vor, so daß bereits der 650 m von der Schuttfächerwurzel entfernte Rundhöcker des Piz angelandet worden ist (Fig. 92).

Um 1850 stirnte der Vadrec da Fedoz auf 2130 m, 1955 auf 2490 m und 1973 auf 2640 m. Der *Murtairac-Gletscher* vom Piz da la Margna reichte fast bis an den Silsersee. Aus der Gleichgewichtslage in gut 2350 m ergibt sich bei der steilen N-Lage eine Schneegrenze in gut 2500 m, was einer Erniedrigung von 450 m gegenüber heute entspricht.
Eindrücklich sind die Moränenwälle, die der nochmals bis Casaccia und Cavril ins Bergell abgestiegene *Orlegna-Gletscher* auf Maloja und auf der linken Talseite, am Bitaberg, zurückließ. Nach ihnen nannte R. Staub (1946k) diesen Vorstoß *Maloja-Stadium*. Interne Wälle finden sich N des von Rundhöckern umgebenen Lägh da Cavloc (S. 388).
Aus dem Kar Piz Lunghin–P. Grevasalvas hing der *Inn-Gletscher* im ausgehenden Spätwürm nochmals bis unter 1900 m herab und endete im letzten Spätwürm zwischen 2070 m und 2280 m. Frührezente Firnflecken bedeckten die N-Seite des Piz Lunghin (2780 m) bis gegen 2530 m herab.
Von der Materdell-Kette (2944 m) reichten Eiszungen im ausgehenden Spätwürm bis gegen Blaunca und gegen Grevasalvas. Letzte Spätwürm-Moränen verraten einen Vorstoß über die Rundhöcker um den Lej Nair bis Plaun Grand (Gem. Exk. mit R. Philipp).
Vom Piz Lagrev (3164 m) brachen Eislawinen bis in den Silsersee ab, und über die Rundhöcker von Tscheppa stieg ein Gletscher bis 2000 m ab.
Aus dem Quellgebiet der bei Silvaplauna mündenden Ova dal Vallun stieß der Güglia-Gletscher im ausgehenden Spätwürm bis 2060 m vor. Noch im letzten Spätwürm rückten Gletscher vom P. Lagrev und vom P. Julier/P. Güglia (3380 m) bis auf Alp Güglia vor und dämmten die Val da Güglia ab. Auch der durch die Valletta da Güglia vorstoßende Gletscher reichte bis an deren Mündung, bis 2220 m. Aus Gleichgewichtslagen in 2400 m bei NE- bzw. in gut 2600 m bei S-Expositionen ergibt sich eine Schneegrenze in 2550 m. Mit J. Suter (1981) ist dieser dem Egesen-Stadium gleichzusetzen.
Durch die Suvretta da S. Murezzan schob sich ein vom P. Güglia und vom P. Nair genährter Gletscher bis unter die Alp Suvretta, bis 2100 m, vor. Auch aus dem Hochgebiet zwischen P. Nair und P. Padella stieg Eis durch die Val Saluver bis 2000 m ab.

Die jüngeren spätwürmzeitlichen und holozänen Gletschervorstöße in der Val Bernina

Die Eiszufuhr aus der Val Roseg und eine wenig größere aus der Talung des Morteratsch-Gletschers haben beim Vorstoß des Eises in der Val Bernina eine kleine Stufe bei der Mündung der V. Roseg und eine etwas größere bei derjenigen des Morteratsch-Gletschers entstehen lassen.
Der Klima-Rückfall im ausgehenden Spätwürm ließ die Gletscher im Bernina-Gebiet erneut anschwellen und vorstoßen. *Roseg-* und *Morteratsch-Gletscher* vereinigten sich bei Pontresina nochmals, was im Winkel der beiden, im Taiswald, sowie auf Laret, S bzw. N des Dorfes, durch Mittel- und Seitenmoränen belegt wird.
Aus der Val Minur und der V. da Fain rückten die Gletscher bis an die Talausgänge vor (Fig. 95). Der *Fain-Gletscher* hatte bei Alp Bernina eine Endmoräne zurückgelassen und eine von der Ova da Bernina zerschnittene Schotterflur geschüttet. F. Beeler (1977, 1981) bezeichnet diese Moräne als Val-da-Fain-Stand. Aufgrund der Schneegrenz-Depression – um 300 m gegenüber 1850 – und einer Pollenprobe aus dem Moor Buottels, von dem ein ^{14}C-Datum einer Basisprobe von 9520 ± 130 Jahren v. h. vorliegt, dürfte dieser Vorstoß die ältere Dryaszeit bekunden. Wahrscheinlich stieß damals der in die Val Bernina ausgetretene Morteratsch-Gletscher talaufwärts bis Berninahäuser, zu Bee-

Fig. 95 Blick vom Munt Pers zum Piz Alv (2975 m), links die Val dal Fain mit P. Tschüffer–P. la Stretta-Kette, weiter rechts der Transfluenzsattel der Stretta in die Valle di Livigno, noch weiter rechts die Kette des P. Minur und die V. Minur (rechter Bildrand). Am zentralen Horizont die Pitztaler- und Ötztaler Alpen. Photo: E. Büttner, Pontresina.

lers Bernina-Suot-Stand, vor. Talabwärts reichte das bei Pontresina sich mit dem Roseg-Gletscher vereinigende Morteratsch-Eis zunächst noch bis über Punt Muragl, später noch bis Pontresina.

Ein jüngeres Stadium zeichnet sich in der V. Minur N des Piz Minur ab, wo ein Lappen bis 2330 m abstieg, während der Fain-Gletscher auf Alp la Stretta auf 2400 m stirnte.

Der *Cambrena-Gletscher* erfüllte nicht nur die Seebecken des Berninapasses, sondern floß noch über diesen in die Val Laguné, durch die Val da Pila gegen Cavaglia und – zusammen mit dem *Arlas-Gletscher* – über die Rundhöcker der Alps da Buond gegen Bernina-Lagalb, wo sich mehrere stirnnahe Moränen erkennen lassen.

Vom Piz Albris (3137 m) und vom P. Languard (3262 m) stieß ein Gletscher durch die Val Languard vor. Beim Felsbuckel oberhalb Alp Languard wurde der mündende *Languard-Gletscher* vom Bernina-Eis bis ins mittlere Spätwürm ganz an die rechte Talflanke gedrängt. Weiter talauswärts preßte der mündende Roseg-Gletscher das Bernina-Eis an die Felsflanke des Munt da la Bes-cha, wie weiter Berninatal-aufwärts der austretende Morteratsch-Gletscher das Bernina-Eis an die Felsflanke der Spuonda dals Buochs, an den NE-Grat des Piz Albris, drückte.

Im späteren Spätwürm trat der Languard-Gletscher – wie schon während den ersten frühwürmzeitlichen Aufbauständen – durch die Wanne der A. Languard in die Val Bernina, während randliche Schmelzwässer durch die frühere Eisrinne gegen Pontresina abflossen.

Fig. 96 Gipfelkar des Piz Chalchagn (3154 m), davor die würmzeitliche Schliffkehle auf ca. 2650 m, rechts der Hochflächenrest gegen den Muot d'Mez. Im Hintergrund die Palü–Bernina-Gruppe, davor der zum Morteratsch-Gletscher zufließende Pers-Gletscher. Blick von oberhalb der Alp Languard gegen S.
Photo: E. Büttner, Pontresina.

Jüngere Stände geben sich in der V. Languard SE und E der Alp Languard und noch jüngere bei der Chamanna dal Paster auf 2400 m zu erkennen. In einem letzten, wohl bereits holozänen Stand hing aus dem Becken mit dem Lej Languard noch eine kleine Zunge bis 2500 m herab. Zur Zeit der frührezenten Vorstöße endete der Vadret d'Albris, der letzte Rest des einstigen Languard-Gletschers, um 2730 m. Mit dem Abschmelzen entstanden die Lejs d'Albris. 1973 endete der Firn auf 2800 m.
Unterhalb A. Languard brach die Gletscherzunge auf den Bernina-Gletscher ab. In der V. Muragl zeichnen sich spätwürmzeitliche Wiedervorstöße unterhalb von Tegia Muragl auf 1840 m, auf 2100 m, auf Margun auf 2250 m, auf gut 2300 m und auf 2400 m, ein holozäner auf 2500 m ab. Ein prachtvoller Blockstrom mit mehreren Wällen zeigt sich neben der Laungia in der Gianda Viva (Fig. 97). Auch auf der N-Seite der Las Sours und W des Piz da las Sterlas haben sich Schuttströme ausgebildet. In den frührezenten Klima-Rückschlägen stieß der Vadret Muragl erneut bis unter 2700 m herab.
Auf der N- und E-Seite der Muottas Muragl sowie SW der Crasta Burdùn und des Piz Utèr sind Sackungsmassen niedergefahren; über die obersten stießen Blockgletscher vor. Im letzten Spätwürm-Vorstoß rückte der Morteratsch-Gletscher abermals bis in die Val Bernina vor, dämmte diese mit der mächtigen Seitenmoräne von Pro Nuov ab, die sich mit mehreren Wällen quer über das Bernina-Tal legt, und schob seine Zunge 2 km talwärts vor, zunächst bis Islas da la Resgia, später bis in den God dals Plauns. Dieser Vorstoß entspricht zeitlich wohl dem Languard-Stand Beelers (1977, 1981),

Fig. 97 Vom Piz Muragl (3157 m) brachen bis ins jüngere Holozän Felssturzmassen auf abschmelzendes Eis und ließen im Talschluß der Val Muragl einen Blockstrom mit mehreren markanten Fließwällen, die Gianda Viva, entstehen.

Fig. 98 Gletscher-Auskolkung, Kolkwannen und Gletscherschliffe am Weg von Pontresina-Unterer Schafberg zur Segantini-Hütte in 2310 m Höhe, 500 m über dem heutigen Talgrund. Die Eisstrom-Richtung (von rechts) erzeugte sanfte Luv- und steile, abgesprengte Leeböschungen. Aufgrund der Schrammenlage sind diese nicht vom Talgletscher, sondern von seitlich zufließendem Eis der Murail/Languard-Gletscher erzeugt worden. Photo: E. Büttner, Pontresina.

Fig. 99 Die Gletscherwanne der Val Bernina mit der aufschotternden Ova da Bernina, links die Rundhöcker der Pasculs da Boval, dahinter die Muottas da Puntraschigna, rechts Alp Languard, dahinter Munt da la Bes-cha. Im Hintergrund die Konfluenzebene mit dem Inn, die Champagna da Samedan, dahinter die Auskolkung in der Flanke der Alp Muntatsch, am Horizont Piz Ela (links), P. Ot, P. Uertsch und P. Kesch (rechts).
Photo: E. Büttner, Pontresina.

den er nach der markanten Endmoräne bei der Chamanna dal Paster in der Val Languard bezeichnet hat. Beeler vergleicht diesen S des Berninapasses mit seinem Cavaglia-Stand des Palü-Gletschers, den er aufgrund der Ausbildung der Moränen, der ^{14}C-Mindestdaten von 9635 ± 160 Jahren v. h. und pollenanalytischer Ergebnisse (H. Zoller et al., 1983) mit dem Egesen-Stadium Tirols (H. Kerschner, 1976, 1978) in Beziehung bringen möchte.

Ein letzter Klimarückschlag vor den frührezenten Ständen ließ den Morteratsch-Gletscher – dokumentiert durch tiefe Seitenmoränen – 1 ½ km unterhalb die Station Morteratsch vorrücken. Staub (1964k) betrachtet diesen als frühgeschichtlich, doch dürfte dieser wohl noch tief ins Holozän fallen.

In den frührezenten Klimarückschlägen stieß der *Morteratsch-Gletscher* noch um 1850 bis ins Berninatal vor, wo sich SW der Station zwei Moränensysteme abzeichnen. Noch um 1930 stirnte der Gletscher knapp 1 km hinter der Station; um 1955 war er um weitere 700 m, auf 2000 m zurückgewichen. Außer dem Höchststand von 1857 finden sich Hinweise auf große Gletscherstände um 1793 und 1826.

Auch Tschierva- und Roseg-Gletscher stießen im letzten Spätwürm kräftig vor; ihr Zungenende dürfte nach B. Gamper-Schollenberger (mdl. Mitt., 1983) bei Acla Colani und bei Alp Prüma gelegen haben. W des Roseg-Hotels stand das Eis zunächst auf knapp 2200 m, später auf gut 2100 m. Dazwischen sind die Moränen unter den Sackungs- und Bergsturzmassen des Muot da Crasta und des God da l'Alp Seguonda begraben.

Fig. 100 Die Bernina-Gruppe mit P. Bernina (links) und P. Roseg (rechts), deren Eismassen sich zum Tschierva-Gletscher sammeln. Die rechte Seitenmoräne und die Grenze der Vegetationsdecke auf dem Schuttfächer (vorn, links der Mitte) belegen den Eisstand um 1850.
Photo: L. Gensetter, Davos. Aus: H. Heierli, 1977.

Von der Zunge des vorstoßenden *Tschierva-Gletschers* (Fig. 100 und 101) fand B. Gamper-Schollenberger (1976, schr. Mitt., 1982) fossile Hölzer, die folgende ^{14}C-Daten geliefert haben: 5160 ± 75, nachdat. 5010 ± 90, 4840 ± 90 und 4510 ± 90, nachdat. 4605 ± 85 Jahre v. h. Sie belegen, daß der Gletscher zwischen 5000 und 4500 Jahren v. h., in der Klimagunst im Jüngeren Atlantikum, kleiner war als heute.
Hinter den äußersten Wällen des nochmals vereinigten *Tschierva/Roseg-Gletschers* (um 1820 oder älter) liegt die Moräne des Maximalstandes von 1855 (F. A. Forel, 1884). 1851/51 (J. Coaz in DK XX, 1854) endete die Zunge 100 m, 1875 (L. Held, TA 521) und 1881 (?; Gemeindewaldung Samaden) bereits über 400 m hinter dem äußersten Wall. Nach den Hochständen von 1886–89 und den Wiedervorstößen von 1895, 1898

Fig. 101 Der Tschierva-Gletscher am 5. Sept. 1980 mit den beiden Seitenmoränen von 1850. Im Vordergrund (rechts) die Mittelmoräne zwischen Tschierva- und Roseg-Gletscher (käme ganz rechts); sie staut den rund 60 m über der Ova da Roseg gelegenen Roseg-Eisrandsee.
Am rechten Rand des Tschierva-Gletschers die jüngste Moräne des seit 1968 vorstoßenden Gletschers, in der O. Bisaz, Kreisförster, sowie vor der Zunge fossiles Holz fand.
Im Hintergrund Fuorcla Prievlusa, Piz Bernina (4049 m), Bildmitte und P. Scerscen (3971 m), vor der Lücke der beiden die Felsrippe des P. Umur. Photo: Dr. B. Gamper-Schollenberger.

1 Tschierva-Gletscher
2 Piz Bernina mit Biancograt (4049 m)
3 Piz Scerscen (3971 m)
4 Piz Roseg (3937 m)
5 Piz Morteratsch (3751 m)
6 Tschiervahütte (SAC)
7 a und b Seitenmoränen von 1850
8 Eine Mittelmoräne von Roseg- und Tschierva-Gletscher staut den Roseg-Eisrandsee. Die Geländestufe zum «Tschiervabach» beträgt ca. 70 m.
9 Aktuelle Moräne. Der Tschierva-Gletscher begann 1968 vorzustoßen. Damals fand O. Bisaz Holz (^{14}C-Daten um 4500 J. v. h.) in der Moräne und unmittelbar vor der Zunge, heute liegt die Fundstelle wieder unter dem Eis.
10 Fuorcla Prievlusa
11 Vadrettin da Tschierva
12 Piz Umur

Standort: Umgebung des Roseg-Sees, Aufnahmedatum: 5. Sept. 1980.

und 1914–20 trennten sich die beiden. 1934 (LK 268) stirnte der Tschierva-Gletscher 700 m, 1955 (LK 1277) beinahe 1000 m und 1971 (LK 1277) 1500 m hinter dem äußersten Stand. Von 1966–74 war er um 154 auf 2130 m vorgestoßen (B. Schollenberger, 1976). Sedimentstudien in den Vorfeldern des Morteratsch- und des Roseg-Gletschers ließen R. German (1978) und B. Kilger (1979a, b) im heutigen Frontbereich kaum Moränengut, wohl aber überall Schmelzwasser-Sedimente antreffen. Selbst größere Blöcke liegen stets auf Schmelzwasser-Ablagerungen: entweder sind sie von Randmoränen auf Schmelzwasser-Sedimente herabgestürzt oder das sie ursprünglich umgebende und unterlagernde Moränenmaterial ist durch Schmelzwässer aufgearbeitet worden (Fig. 105).

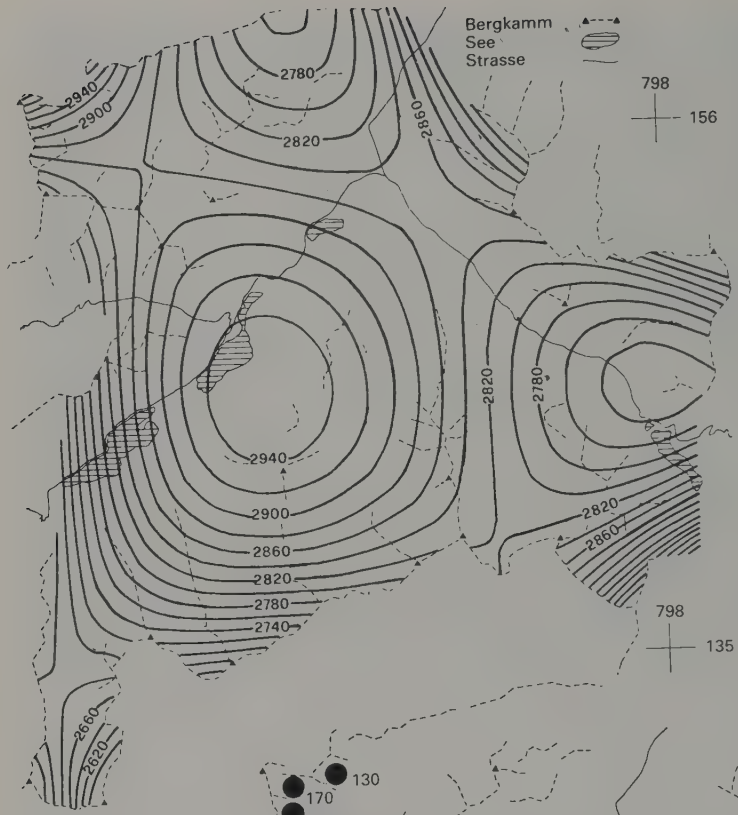


Fig. 102 Die Schneegrenze, d. h. die Gleichgewichtslage der Oberengadiner Gletscher um 1850.
Trend-Analyse als Polynom 4. Grades.

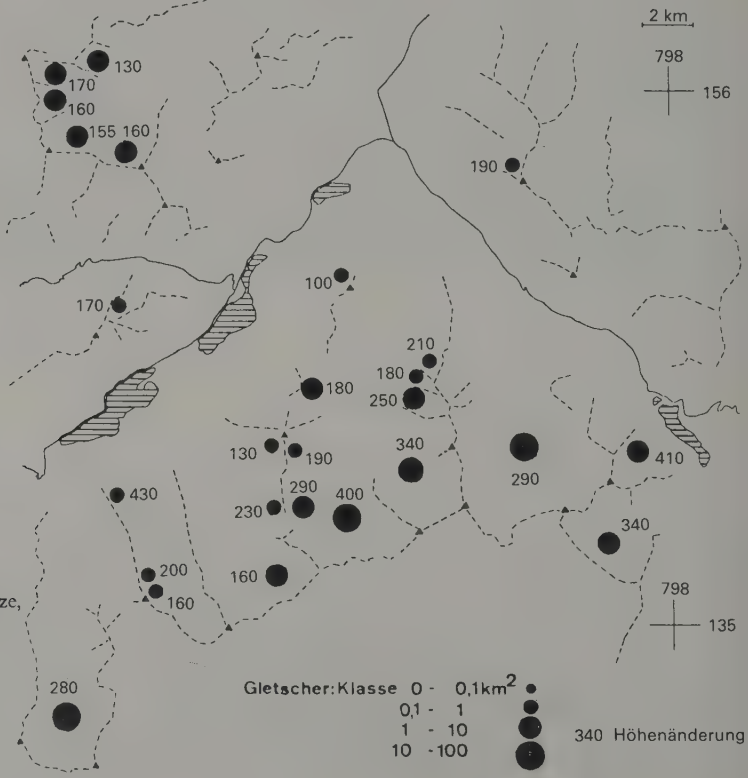


Fig. 103 Die Höhenänderung der Schneegrenze, d. h. der Gleichgewichtslage der Oberengadiner Gletscher von 1850 bis 1973.
Fig. 102 und 103 aus: J. Suter (1981).

Fig. 104 Beim Hochwasser des Flazbach vom 21./22. August 1954 wurden im Oberengadin weite Areale sowie Bahn und Straße nach St. Moritz überflutet. Blick von Ariefa gegen Samedan/Samaden und Champagna. Photo: G. Sommer, Samedan. Bauabteilung der Rhätischen Bahn, Chur.

Vor der Stirn des Morteratsch-Gletschers konnte German eine ½(–1) m tiefe Wasserfläche beobachten, die 1977 vom Gletschertor bis an den rechten Talrand reichte, wo noch Toteis des Pers-Gletschers begraben lag.

Während um 1850 noch 118,7 km² des Oberengadin zwischen Piz Ot–P. Lunghin–Maloja–Cima Castello–P. Bernina–Berninapaß–P. Languard vergletschert waren (J. Suter, 1981), sind diese bis 1973 (F. Müller et al., 1976) auf 74 km² (62,3%) zurückgeschmolzen. Mit der Trendflächen-Analyse hat Suter aufgrund eines umfangreichen Datenmaterials von 93 Gletschern versucht, die klimatische Schneegrenze im Oberengadin um 1850 darzustellen. Dabei hat sich die Wahl eines Polynoms 4. Grades als sinnvoll erwiesen (Fig. 102). In Fig. 103 wird die Höhenänderung zwischen 1850 und 1973 wiedergegeben. Im Oberengadin ereigneten sich bei heftigen Regengüssen auf heiße Sommertage zuweilen verheerende Hochwasser, so im September 1927 (H. Conrad, 1939) und am 8. August 1951, als Flaz und Inn bei Samedan an der Eisenbahn-Brücke standen (Conrad, 1952; Fig. 104) und sich in der Ebene von Samedan ein flachgründiger See ausdehnte.

Die Vegetationsentwicklung im Oberengadin und im Bernina-Gebiet

Auf dem *Maloja-Riegel* reicht die Vegetationsentwicklung weit zurück. Nach einem wohl zu hohen ^{14}C-Datum von 18950 ± 2000 v. h. in gut 8 m Tiefe müßte sie schon im Lascaux-Interstadial (?) eingesetzt haben. Daß der Maloja-Riegel indessen im Bölling-

Fig. 105 Der Morteratsch-Gletscher mit dem 1850 freigegebenen Vorfeld und der rechtsufrigen Moräne, vorn Erratiker der zugehörigen linken Seitenmoräne. Im Hintergrund Piz Palü, Bellavista und P. Zupò.
Photo: L. Gensetter, Davos. Aus: H. Heierli, 1982.

Interstadial eisfrei wurde, wird neben einem weiteren, ebenfalls zu hohen Datum aus knapp 8 m Tiefe, das mit 11960 ± 120 v. h. in den Übergang von der Älteren Dryaszeit zum Alleröd fällt, durch die Flora belegt (H. Kleiber, 1974; A.-K. Heitz, P. Punchakunnel & H. Zoller, 1982, a, b). Die schon reichlich pollenführenden Tone bekunden eine artenreiche, geschlossene krautige Pioniervegetation mit aufkommenden Sträuchern. Im Alleröd schwillt die Pollenfrequenz stark an; *Pinus* steigt bis auf 80%, wohl vorab durch Fernflug aus dem bereits tief ins Bergell vorgedrungenen *Pinus*-Gürtel. In der Jüngeren Dryaszeit fällt der *Pinus*-Anteil wieder bis auf 40% ab, dafür steigen die Nichtbaumpollen – vorab Gräser und Cyperaceen – auf über 50% an.
Im Präboreal gehen die spätglazialen Arten sprunghaft zurück. *Juniperus* gelangt kurzfristig zur Entfaltung. Dann setzt die Wiederbewaldung ein, wobei der Lärche, wie im Tessin, Misox (Zoller & Kleiber, 1971), Unterengadin (M. Welten, 1962), Lukmanier-Gebiet und im Vorderrheintal (H. J. Müller, 1972) Pionierstellung zukommt.
Die zunehmende Klimabesserung wird auch durch den steigenden Pollen-Einflug von *Corylus* und Vertretern des Eichenmischwaldes belegt.
Zu Beginn des Atlantikums tritt erstmals *Picea* auf. Im Waldbild überwiegt *Pinus*, wohl vorherrschend *P. mugo*, die, zusammen mit *Betula*, das Paßgebiet besiedelte. Aufgrund von Nadelfunden und einer geschlossenen Pollenkurve faßt *Larix*, vom Bergell aus, vermehrt Fuß. Dagegen büßen die wärmeliebenden Laubbäume durch die einwandernde Weißtanne an Areal ein. In S- und SE-Lagen entwickelt sich die Arve. Erst im Jüngeren Atlantikum dürfte sich *Picea* – wohl auf Kosten von *Pinus mugo* – ausgebreitet haben.
Zu Beginn des Subboreals entfaltete sich die Grünerle infolge der höheren Niederschläge im oberen Bergell und am Maloja-Paß stärker als um St. Moritz, wo sie wohl durch beginnende Rodungen für ausgedehntere Weideflächen und den aufkommenden Getreidebau zurückgedrängt wurde.
Im Bergell werden gegen Ende des Älteren Subatlantikums *Castanea* und *Juglans* als Kulturbäume eingeführt. Rodungen und Weidewirtschaft führen im Jüngeren Subatlantikum zu einer fortschreitenden Auflockerung des Waldes, dominiert durch eine Zunahme der Gräser, der Artemisien, Ericaceen und Compositen und, unter den Kulturzeigern, von *Urtica* – Brennessel, Chenopodiaceen, *Vitis*, *Plantago* und des Hopfen/Hanf-Typus.
In der *Val Forno* beginnt die Vegetationsentwicklung im Profil Bosch da la Furcela (1870 m) mit einer *Pinus*-Vormacht von rund 70%, vorwiegend wohl *P. mugo*, etwas *P. cembra*, *Larix* mit Nadeln, *Betula*, *Alnus*, geringen Anteilen des Eichenmischwaldes im Präboreal, um 8740 ± 90 Jahren v. h., in Cavloc (1915 m), aufgrund einer tiefsten Holzprobe aus sandigen Tonen mit einem ^{14}C-Alter von 7950 ± 60 v. h., im Boreal.
In der *Meierei* (1820 m) S des St. Moritzer Sees setzt die Vegetation in 5,20 m, im Boreal, mit einem *Pinus*-Gipfel – neben *P. silvestris/mugo* auch *P. cembra* – und wenig *Betula* ein. Ein ^{14}C-Datum in 5,05 m ergab 7430 ± 90 v. h. An der Wende zum Älteren Atlantikum zeichnet sich durch einen Abfall von *Pinus*, durch *Hippophaë*, *Juniperus*, *Salix* und mehrere *Artemisia*-Gipfel ein kleiner Klima-Rückschlag ab. Dann stellen sich *Picea*, *Larix* und Ericaceen ein. Ein Rückgang der Baumpollen leitet das Subboreal ein. *Juglans* und *Castanea* in 2,20 m Tiefe belegen die Römische Zeit.
Eine sprunghafte Zunahme der Gramineen und Artemisien sowie das Auftreten von Kulturzeigern – *Vitis*, *Fagopyrum*, Getreide – belegen den Beginn der mittelalterlichen Landnahme.
Es ist wahrscheinlich, daß auch im *Oberengadin* die Vegetation bereits vor dem Bölling-

Interstadial eingesetzt hat (Heitz et al., 1982b). Für das Alleröd ist mehrfach die Bildung von Seekreide nachgewiesen. Um St. Moritz und Champfèr haben sich ausgedehnte Sanddorn-, Wacholder- und Weiden-Gebüsche ausgebreitet; dagegen fehlen sichere Hinweise, daß geschlossener Wald bis auf 1800–1900 m gereicht hat. In der Jüngeren Dryaszeit ist die Strauchvegetation des Alleröd weiten *Artemisia*-Gesellschaften gewichen. Die Wiederbewaldung ist zwischen St. Moritz und Maloja erst zu Beginn des Holozäns erfolgt. Durch Früchte und Nadeln sind *Betula pubescens*, *B. pendula*, *Larix decidua* und *Pinus cembra* nachgewiesen. Ebenso dürften auch *P. silvestris* und *P. mugo* beteiligt gewesen sein. Daneben sind noch im Präboreal auch krautige und strauchige Gesellschaften aufgetreten. In diesen sind die *Artemisia*-Arten durch zungenblütige Compositen abgelöst worden. Bereits im frühen Boreal ist die Fichte in den vorwärmezeitlichen Oberengadiner Lärchen-Arvenwald eingewandert. Zwischen St. Moritz und Maloja hat sie sich nur langsam ausgebreitet; erst im Jüngeren Atlantikum ist sie vorherrschend geworden. Dagegen ist *Alnus incana* schon im späten Präboreal bis auf 1800 m aufgestiegen; *A. viridis* ist erst im Jüngeren Atlantikum eingewandert.

Seit der ausgehenden Wärmezeit ist die Fichte stark zurückgegangen. Dies dürfte teils mit dem eisenzeitlichen Klima-Rückschlag zusammenhängen, teils kulturbedingt sein. Die Lärche ist bereits in der Zeit der Wiederbewaldung reichlich vertreten, hat aber ihre größte Verbreitung erst im Älteren Subatlantikum erreicht. Schon zur Eisenzeit sind an S-Hängen ausgedehnte, mit Lärchen bestockte Weideflächen geschaffen worden. Seitdem jedoch im Hochmittelalter gemähte Goldhafer-Wiesen entstanden sind, ist die Lärche stark zurückgegangen (Ch. Brombacher, 1981, in Heitz et al., 1982b).

Im E der *Chamanna Jenatsch* gelegenen Moor ergab die tiefste Gyttja ein Mindestalter von 8630 ± 165 Jahren v. h. (U. Groner & J. Suter, 1980; Suter, 1981). Ein Pollenprofil zeigte von 146–127 cm einen ersten Abschnitt mit *Pinus*, *Corylus* und bis 39% Gramineen, von 127–85 cm einen solchen mit *Pinus*, *Picea* und Cyperaceen, von 85–80 cm einen starken Rückschlag der Baumpollen, wobei *Alnus viridis* zunächst auf über 30% ansteigt, dann auf 15–20% zurückfällt. Von 80–22 cm schwächt sich die *Pinus*-Dominanz etwas ab, während die Gramineen gegen oben nochmals gipfeln. Im nächsten Abschnitt (22–3 cm) fallen *Pinus* und *Picea* nach kurzem Anstieg wieder zurück. Zuoberst tritt *Castanea* auf. *Plantago* wird häufiger; die liguliflоren Compositen und besonders die Cyperaceen nehmen stark zu. *Selaginella* steigt auf 13%.

Zusammen mit dem Wechsel von Sand zu toniger Gyttja und einem ^{14}C-Datum von 7810 ± 85 Jahren v. h. dürfte in 120 cm Tiefe die Grenze Boreal/Älteres Atlantikum, in der siltigen Tonlage von 85–80 cm mit zwei Daten, 6355 ± 80 bei 85 cm und 4085 ± 75 bei 80 cm, gelegen haben und das Ende des Älteren Atlantikums bekunden. Ein letztes Datum bei 22 cm Tiefe von 2565 ± 65 Jahren v. h. fällt ins Ältere Subatlantikum.

Auf Crap Alv (2045 m) W des Albulapasses konnte C. Burga (in M. Maisch, 1981) in einem von Rundhöckern umgebenen Moor außerhalb der Moränen des letzten Spätwürm-Vorstoßes in 5,15–5 m Tiefe mit einem *Pinus*-Gipfel von 70% (davon bis 16% *P. cembra*), mit *Artemisia*, *Betula*, *Hippophaë*, *Juniperus* und um 10% Gramineen bis ins Alleröd vorstoßen. Darüber folgt bis 4,8 m ein krautreicher *Pinus-Artemisia*-Gramineen-Abschnitt mit *Betula*, *Ephedra*, *Hippophaë* und *Juniperus*, in dem *Pinus* bis auf 28 bzw. 42% zurückfällt, *Artemisia* auf 20, die Gramineen auf 16 und die übrigen Kräuter auf 14% ansteigen: die Jüngere Dryaszeit. Ein ^{14}C-Datum von 9660 ± 145 Jahren v. h. markiert das frühe Präboreal mit bis auf 80% ansteigenden *Pinus*-Werten, ersten Stomata und gegen den Schluß dieses Abschnittes mit 11% *Betula*, wobei *Pinus* auf 64% zurück-

fällt. In dieser Zeit, in der sich die Gramineen noch um 8% bewegen, setzt am Albula die Wiederbewaldung ein; zugleich wechselt das zuvor tonig-siltige Sediment zu Tongyttja, später zu Gyttja.

Im darüberfolgenden stark zersetzten Cyperaceen-Torf, im Boreal, steigt *Pinus* erneut bis auf 78% (wovon *P. cembra* bis 50%). Dazu treten vermehrt *Corylus* und Arten des Eichenmischwaldes auf; *Picea, Abies* und *Larix* sowie Ericaceen wandern ein. Von 4,27 m an ist der Cyperaceen-Torf nur noch schwach zersetzt und enthält auch Braun- und Torfmoose; in 4,1 m erscheinen die ersten *Picea*-Nadeln. Dies belegt die Einwanderung der Fichte im frühen Atlantikum.

In einer krautreichen *Pinus-Picea*-Phase mit *Larix* und Ericaceen wandern *Alnus viridis* und *Fagus* ein. Gegen Ende dieses Abschnittes, in 2,3 m, treten die ersten Getreide-Pollen auf. Dann, bei *Pinus*-Werten um 50%, entfaltet sich *Alnus viridis*. *Picea* und *Larix* fallen zurück; die Rosaceen und vor allem die Farne erreichen mit 2,8 bzw. 29,2% ihr Maximum. Erstmals erscheinen *Carpinus, Castanea* und *Juglans* sowie *Plantago*-Arten.

Am Rande des frührezenten *Cambrena-Gletschers* konnte S. Bortenschlager (in Beeler, 1977) in 2320 m Höhe in einem 93 cm langen Profil durch zersetzten Torf bis ins Subboreal vorstoßen. Eine ^{14}C-Datierung von der Basis ergab 4340 ± 110 Jahre v. h. Dabei zeichnet sich bis an den Beginn des Subatlantikums – bis zu einem Datum von 440 ± 50 Jahren v. h. – ein durch 4 Rückschläge unterbrochener genereller Anstieg des Baumpollen-Anteils von 40 bis auf 55% ab, was sich bereits im durchweg dominanten Auftreten von *Pinus* äußert. Diese steigt bis 30% an. Lediglich in einer Tiefe von 30 cm mit Ton und Feinsand – in der letzten Spitze von 440 Jahren v. h. – erreicht *Picea* – sonst zwischen 5 und 10% – gar 15%; auch finden sich regelmäßig wenige % von *Betula* und reichlich *Alnus*, vorab *A. viridis*, zeitweise etwas *Corylus* und *Salix*, ferntransportierte Pollen von Vertretern des Eichenmischwaldes, eine reiche und variable Vertretung der Kräuter und 20–40% Gramineen mit Getreide-Pollen bis zuunterst.

In einem kleinen Moor am linken Rande des Cavaglia-Standes des Palü-Gletschers, bei der *Galleria da Palü*, konnte F.-R. Averdieck (in Beeler, 1977) in einem Pollenprofil auf 2030 m mit einem ^{14}C-Datum von 2290 ± 65 Jahren v. h. die Vegetationsentwicklung der letzten 2300 Jahre aufdecken.

Im Gegensatz zur Vegetationsentwicklung am Rand des Cambrena-Gletschers zeigt diejenige der Alp Grüm einen weniger starken Schwankungen unterworfenen Anstieg von *Pinus* – von 6 auf 22%, höhere Werte von *Betula*, – 5–10%, erst stark schwankende Anteile von *Alnus viridis*, die von 40% auf 15% abfallen und erst gegen den Schluß wieder auf 21% ansteigen. Reicher vertreten sind besonders *Larix*, die bis auf 27% ansteigt, und *Picea*, die sich zwischen 8 und 20% bewegt. Sodann sind die Wärmeliebenden stärker zugegen, vom Eichenmischwald vorab *Quercus*, ferner *Fagus* und *Castanea;* weit zurück reicht auch *Juglans*. Im oberen Teil erzielt besonders *Juniperus* hohe Werte. Wiederum reich ist die Vielfalt der Krautpollen. Gräser und Riedgräser steigen zu zwei bedeutenden Spitzen an. Getreide-Pollen sind über das ganze Profil zugegen.

Die Talfurche des Berninapasses bildet noch heute eine bedeutende floristische Grenze. So begegnen sich in diesem zwischen E- und W-Alpen zuletzt eisfrei gewordenen Areal ost- und westalpine Florenelemente, so auf der Fuorcla Pischa N der Berninahäuser die westalpine *Campanula cenisia* – M. Cenis-Glockenblume – mit einem ihrer östlichsten und der ostalpine *Papaver rhaeticum* – Rhätischer Mohn – mit seinem westlichsten Vorkommen. Mit ihm zusammen tritt auch die ostalpin-karpatische Gletschernelke – *Dianthus glacialis* – auf.

Als bedeutsames Eiszeitrelikt klebt an Kalkfelsen *Draba magellancica*, eine weißblühende Hungerblume, und noch um die Jahrhundertwende soll am Tschüffer, einer steinigen Sonnenhalde in der vorderen Val da Fain, die nordische *Potentilla nivea* – Schnee-Fingerkraut gefunden worden sein (J. Braun-Blanquet & E. Rübel, 1924).
Um Pontresina liegt heute die Waldgrenze um 2340 m, die Baumgrenze um 2380 m und die Krüppelgrenze wenig über 2400 m.
Die Tschimas da Muottas (2814 m), der eisüberschliffene Felsgrat von Muottas Muragl gegen den Piz Vadret, gilt als höchster Weideplatz der Ostalpen (E. Büttner, mdl. Mitt.).

Zur Ur- und Frühgeschichte des Oberengadins

Eine Silex-Klinge am Aufstieg zum Lunghin-Paß belegt, daß bereits der Neolithiker die Berge des Oberengadins durchstreift hat (W. Burkart, 1951b; H. Conrad, 1962).
Reicher sind die Funde aus der Bronzezeit. Sie beweisen, daß die bedeutenden Übergänge – Maloja, Julier, Albula und Bernina – schon zur Bronzezeit begangen worden sind. S-chanf-Boatta striera und Zuoz-Chastlatsch waren mittel- bzw. spätbronzezeitliche Höhensiedlungen. Bronze-Gegenstände, vorab Waffen, sind auch von Madulain, aus der vorderen Val Bever, von Schlarigna/Celerina, aus der Val Saluver und von St. Moritz bekannt geworden. Eine in Bever gefundene Bronzesichel deutet wohl bereits Getreidebau an. In der späteren Bronzezeit, um 1200–1000 v. Chr., ist aufgrund von Weihgaben an die Quell-Gottheit – drei Schwerter, ein Dolch und eine Keulenkopfnadel – auch der Eisensäuerling von St. Moritz-Bad von Hügelgräberleuten gefaßt worden. Bereits 1537 hat ihn Theophrast v. Hohenheim – Paracelsus – erstmals erwähnt (J. Heierli, 1907; Conrad, 1962, 1982; Bd. 1, S. 252).
Aus der Eisenzeit liegen aus dem Oberengadin bisher keine Funde vor. Ob wohl das Klima damals dort zu rauh war?
Neben römischen Straßenstücken auf Maloja und hinauf zum Julier sind bei Sils-Baselgia Reste eines Votiv-Altars bekannt geworden. Die Säulen auf dem Julier zeugen wohl von einem römischen Paßheiligtum. Ebenso sind dort Keramik und Münzen gefunden worden. Eine in Pontresina ausgegrabene römische Münze kann wohl als Hinweis auf eine gelegentliche Benützung des Berninapasses gewertet werden (Conrad, 1936, 1938; H. Helbling, 1976; A. Planta, 1976, 1979; B. Overbeck, 1973).
Im Mittelalter wurde St. Moritz Wallfahrtsort. Erste, schon 1139 erwähnte Kirchen – zu St. Mauritius und S. Gian auf einem Rundhöcker SE von Schlarigna, die Pfarrkirchen in Samedan und in Zuoz, das bereits im 11. Jahrhundert als Zuzes auftritt – und die Türme von Chapella NE von S-chanf und von Pontresina, das ebenfalls schon 1137/1139 als ad pontem sarissinam erwähnt wird, belegen, daß schon im 12. Jahrhundert das Oberengadin besiedelt war. Der romanische Turm zu Sta. Maria in Pontresina wird ins späte 12. Jahrhundert eingestuft; die ältesten Fresken werden um 1230 datiert (M. Bamert & O. Emmenegger, 1977; H. Tgetgel, 1964; V. Stupan, 1979).
T. Semadeni (1929) weist bereits auf eine vorrömische Besiedlung von Pontresina hin.
Am Bernina-Berg, in der Val Minur, reicht der Abbau von Silbererz mindestens bis ins ins Jahr 1200 zurück, wurde jedoch von der 2. Hälfte des 14. bis ins 15. Jahrhundert und von 1500 bis 1570 wieder aufgegeben (E. Lechner, 1900; U. Bodmer & W. Aegerter, 1982).

Daß im Oberengadin auch dem Paßverkehr schon früh eine große Bedeutung zukam, wird durch das bereits im 13. Jahrhundert errichtete Hospiz von Chapella belegt (Bd. 2, S. 263). Die Sust auf Bernina-Suot/Berninahäuser reicht mindestens bis ins 15. Jahrhundert zurück.

Zitierte Literatur

Bachmann, F., & Furrer, G. (1971): Solifluktionsdecken im Schweizerischen Nationalpark und ihre Beziehungen zur postglazialen Landschaftsentwicklung – GH, *26*/3.

Bamert, M., & Emmenegger, O. (1977): Sta. Maria in Pontresina – Schweiz. Kunstführer – Basel.

Bardola-Conrad, B., ed. (1981): Schriften zur urgeschichtlichen und römischen Besiedlung des Engadins – Samedan.

Barsch, D. (1969): Studien und Messungen an Blockgletschern in Macun, Unterengadin – Z. Geomorphol., Suppl. *8:* Glazialmorphol.

Bearth, P., et al. (1935k): Bl. 423 Scaletta, m. Erl. – GAS – SGK.

Becherer, A. (1972a): Zur Flora des Münstertals – Jber. natf. Ges. Graubünden, NF, *94* (1969/70 u. 1970/71).

– (1972b): Führer durch die Flora der Schweiz mit Berücksichtigung der Grenzgebiete – Basel, Stuttgart.

Beeler, F. N. (1977): Geomorphologische Untersuchungen am Spät- und Postglazial im Schweizerischen Nationalpark und im Berninapaßgebiet (Südrätische Alpen) – Erg. wiss. Unters. SNP, NF, *15*/77.

– (1981): Das Spät- und Postglazial im Berninagebiet – GH, *35*/3.

Bodmer, U., & Aegerter, W. (1982): Der Bergbau im Val Minor, Bernina – Berg-Knappe, Z. Bergbau Graub. übr. Schweiz, *6*/19, 20.

Boesch, H. H. (1937): Geologie der zentralen Unterengadiner Dolomiten zwischen Ofenpaßhöhe und Val Laschadura (Graubünden) – Diss. U. Zürich.

– (1951): Beiträge zur Kenntnis der Blockströme – Alpen, *27*/1.

–, et al. (1948k, 1953): Bl. 424 Zernez, m. Erl. – GAS – SGK.

Braun-Blanquet, J. (1957): Ein Jahrhundert Florenwandel am Piz Linard (3414 m) – B. Jard. Bot. Etat, Bruxelles, vol. jubil. E. Robyns.

Braun-Blanquet, J., & Rübel, E. (1924): Flora von Graubünden – Bern.

Burkart, W. (1940): Zwölf Jahre Urgeschichtsforschung in Graubünden – Jb. Hist.-antiq. Ges. Graubünden, *69*, (1939).

– (1951a): Archäologisches aus Fetan – Bündner Monatsbl., *(1951)*/2.

– (1951b): Steinzeitliche Funde im Engadin – Bündner Monatsbl., *(1951)*/7–8.

– (1953): Die urgeschichtliche Besiedlung Alträtiens – Bündner Schulbl., *13*/2.

Cadisch, J. (1938): Über eine Schluchtverlegung im Samnauntal und über Talbildungsprobleme der Gegend von Finstermünz (Graubünden und Tirol) – Z. Glkde., *26*/3–4.

–, et al. (1963k, 1968): Bl. Scuol/Schuls-Tarasp, m. Erl. – GAS – SGK.

Campell, E. (1944): Der Wald des Oberengadins im Wandel der Zeiten – Festschr. 124. Jvers. Schweiz. natf. Ges. St. Moritz.

Chaix, A. (1919): Coulées de blocs (Rock-glaciers, Rock-streams) dans le Parc National suisse de la Basse Engadine – CR S phy HN, *36*/1.

– (1923): Les coulées de blocs du Parc National suisse d'Engadine – Globe, *62*.

– (1943): Les coulées de blocs du Parc National suisse. Nouvelles mesures et comparaison avec les «rock-streams» de la Sierra Nevada de Californie – Globe, *82*.

Conrad, H. (1936, 1938): Das römische Paßheiligtum auf dem Julier – Bündn. Monatsbl., *(1936)*/4, *(1938)*/3.

– (1981): Schriften zur urgeschichtlichen und römischen Besiedlung des Engadins – In: Bardola-Conrad, B., ed. – Samedan.

–, & Merhart, G. v. (1934): Engiadina e Vnuost – ASA, NF, *36*.

(1941): Beitrag zur Frage der urgeschichtlichen Besiedlung des Engadins – Hist.-antiq. Ges. Graubünden, *70*, (1940).

– (1952): Die Rhätische Bahn und das August-Hochwasser 1951 – Öffent. Verkehr, *1952*/8.

– (1962): Überblick über die Urgeschichte des Engadins – Bündn. Monatsbl., *(1962)* 9/10.

Cornelius, H. P. (1932k): Geologische Karte der Err-Julier-Gruppe 1:25000, – GSpK, *115 A, B* – SGK.

– (1951): Geologie der Err-Julier-Gruppe, *3:* Quartär und Oberflächengestaltung – Hydrologie – Beitr., NF, *70*/3.

Daldoss, G. (1979): L'Orso bruno delle Alpi: nel Trentino gli ultimi – Natura e Montagna, *26*/1 – Bologna.

Dössegger, R. (1983): Geologische Karte des Schweizerischen Nationalpark-Gebietes, 1:50000 – in Vorber.
Domaradzki, J. (1951): Blockströme im Kanton Graubünden. Untersuchung und Beschreibung auf morphologischer Grundlage – Erg. wiss. Unters. SNP, NF, *3/24*.
Eggenberger, H. (1925): Geologie der Albulazone zwischen dem Albulahospiz und Scanfs (Graubünden) – Ecl., *19/3*.
Eugster, H. (1973): Bericht über die Untersuchungen des Blockstroms in der Val Sassa im Schweiz. Nationalpark (GR) von 1917–1971 – Erg. wiss. Unters. SNP, NF, *11/68*.
Forel, F. A. (1884): 4e Rapports sur les variations périodiques des glaciers des Alpes, 1883 – Jb. SAC (1883/84).
Frei, B. (1959): Die Ausgrabungen auf der Mottata bei Ramosch im Unterengadin 1956–1958 (Vorbericht) – Jb. SGU (1958/59), *47*.
– (1970, 1971 a): Urgeschichtliche Räter im Engadin und Rheintal? – Jb. SGU, *55* (1970), Schr.-Reihe Rät. Mus. Chur, *10*.
– (1971 b): Die späte Bronzezeit im alpinen Raum – UFAS, *3*.
Frenzel, B., ed. (1977): Dendrochronologie und postglaziale Klimaschwankungen in Europa – Erdwiss. Forsch., *13* – Wiesbaden.
Fries, M. (1983): Boden- und vegetationskundliche Untersuchungen im Schweizerischen Nationalpark – In Vorber.
Furrer, G. (1954): Solifluktionsformen im Schweiz. Nationalpark – Erg. wiss. Unters. SNP, NF, *4/29*.
– (1965): Die subnivale Höhenstufe und ihre Untergrenze in den Bündner- und Walliser Alpen – GH *20/4*.
– (1977): Klimaschwankungen im Postglazial im Spiegel fossiler Böden: Ein Versuch im Schweizerischen Nationalpark – In: Frenzel, B., ed.
–, Bachmann, F., & Fitze, P. (1971): Erdströme als Solifluktionsdecken im Raum Munt Chavagl/Munt Buffalora (Schweiz. Nationalpark) – Erg. wiss. Unters. SNP, NF, *11/65*.
–, et al. (1975): Klimaschwankungen während des alpinen Postglazials im Spiegel fossiler Böden – Vjschr., *120/1*.
–, – (1980): Zur Geschichte unserer Gletscher in der Nacheiszeit – Methoden und Ergebnisse – In: Oeschger, H., et al., ed.
Gamper, M. (1981): Heutige Solifluktionsbeiträge von Erdströmen und klimamorphologische Interpretation fossiler Böden – Erg. wiss. Unters. SNP, NF, *15/72* – Phys. Ggr. U. Zürich, *4*
Gamper-Schollenberger, B. (1983): Gletschergeschichte des Oberengadins: Untersuchungen von Gletscherschwankungen in der Bernina- und Languard-Gruppe – Phys. Ggr. U. Zürich. – In Vorber.
German, R. (1978): Veränderungen an der Stirn und im Vorland des Morteratsch-Gletschers (Graubünden, Schweiz) – Jb. Ges. Naturkde. Württemberg, *133*.
Girsperger, S. (1973): Bericht über die Klinometermessungen auf dem Blockstrom Val Sassa im Sommer 1972 – Ber. an wiss. Nat.-Park-Komm.
Graf, K. J. (1971): Beiträge zur Solifluktion in den Bündner Alpen (Schweiz) und in den Anden Perus und Boliviens – Diss. U. Zürich.
Groner, U., & Suter, J. (1980): Profil Jenatsch-Hütte: Eine pollenanalytisch-sedimentologische Untersuchung in der Val Bever (Engadin) – GH, *34/3*.
Gross, G., Kerschner, H., & Patzelt, G. (1978): Methodische Untersuchungen über die Schneegrenze in alpinen Gletschergebieten – ZGG, *12/2*.
Hartmann, J. (1948): Flora – In: Unterengadin, Samnaun mit den Heilbädern Scuol/Schuls-Tarasp und Val Sinestra – Schweiz. Alpenposten, PTT, Bern.
Hammer, W. (1923 k): Blatt 5245: Nauders – GSpK Rep. Österreich 1:75000, mit Erl. – GBA.
Hartmann-Brenner, D.-C. (1973): Ein Beitrag zum Problem der Schutthaldenentwicklung an Beispielen des Schweizerischen Nationalparks und Spitzbergens – Diss. U. Zürich.
Hediger, H. (1979): Der Bär – Ureinwohner der Schweiz – Schweiz, *1979/2*.
Heierli, H. (1955): Geologische Untersuchungen in der Albulazone zwischen Crap Alv und Cinuos-chel (Graubünden) – Beitr., NF, *101*.
– (1977): Graubünden in Farbe – Ein Reiseführer für Naturfreunde – Kosmos-Biblioth., *293*.
– (1982): Der Kosmos-Wanderführer: Die Alpen – Routen, Geologie, Pflanzen und Tiere – Stuttgart, Thun.
Heierli, J. (1907): Die bronzezeitliche Quellfassung von St. Moritz – ASA, *9*.
Heim, Alb. (1922): Geologie der Schweiz, *2/2* – Leipzig.
Heitz, A.-K., Punchakunnel, P., & Zoller, H. (1982a): Zum Problem der ^{14}C-Datierung im Veltlin und Oberengadin – In: Gamper, M. ed.: Beiträge zur Quartärforschung in der Schweiz – Phys. Ggr. U. Zürich, *1*.
– (1982b): Vegetations-, Klima- und Gletschergeschichte des Oberengadins – In: Gamper, M. ed.: Beiträge zur Quartärforschung in der Schweiz – Phys. Ggr. U. Zürich, *1*.

Helbling, H. (1976): Die Römerstraße im Oberengadin – Helv. Archäol., *7/27–28.*
Holtmeier, F. K. (1969): Zur Waldgrenze im Oberengadin – Bündnerwald, *23/3.*
Inhelder, H. W. (1952): Zur Geologie der südöstlichen Unterengadiner Dolomiten zwischen S-charl, Ofenpaßhöhe, Sta. Maria und Müstair (Graubünden) – Diss. U. Zürich.
Jäckli, H. (1957): Gegenwartsgeologie des bündnerischen Rheingebietes – Beitr. G Schweiz, geot. Ser., *36.*
– (1981): Der Blockstrom in der Val da l'Acqua im Schweizerischen Nationalpark – Jb. SNG, wiss. Teil 1978.
Jenal, C. (1946): Das Samnaun. Eine morphologisch-wirtschaftsgeographische Studie – Diss. Freiburg (Schweiz).
Karagounis, K. (1962): Zur Geologie der Berge zwischen Ofenpaß, Spöltal und Val del Galio im Schweizerischen Nationalpark (Graubünden) – Erg. wiss. Unters. SNP, NF, *7/48.*
Keller, P. (1930): Postglaziale Waldperioden in den Zentralalpen Graubündens – Beih. Bot. Cbl., *46/2.*
Kerschner, H. (1976): Das Daun- und Egesenstadium in ausgewählten Tälern der Zentralalpen von Nordtirol und Graubünden – Diss. U. Innsbruck (unpubl.).
– (1978): Untersuchungen zum Daun- und Egesenstadium in Nordtirol und Graubünden (methodische Überlegungen) – Ggr. Jber. Österreich, *36.*
Kilger, B. (1979a): Die Sedimente am Eisrand des Roseggletschers (Graubünden, Schweiz) Diss. Geowiss. Fak. U. Tübingen.
– (1979b): Die sedimentologische Ableitung der Eisrandsedimente von einer aktiven Grundmoräne am Beispiel des Roseggletschers (Graubünden, Schweiz) – Polarforsch., *49/2.*
Kinzl, H. (1932): Die größten nacheiszeitlichen Gletschervorstöße in den Schweizer Alpen und in der Mont-Blanc-Gruppe – Z. Glkde., *20/4–5.*
Kläy, L. (1957): Geologie der Stammerspitze. Untersuchung im Gebiete zwischen Val Sinestra, Val Fenga und Samnaun (Unterengadin) – Ecl., *50/2.*
Kleiber, H. (1974): Pollenanalytische Untersuchungen zum Eisrückzug und zur Vegetationsgeschichte im Oberengadin I – Bot. Jb. Syst., *94/1.*
Kündig, R., & Stäubli, A. (1982): Geologie und Petrographie der Bernina – 4. Furtschellas – DA Abt. Natw. ETH Zürich – Dep. Petr. I. ETHZ.
Lechner, E. (1900): Das Oberengadin in der Vergangenheit und Gegenwart – Leipzig.
Maisch, M.: Glazialmorphologische und gletschergeschichtliche Untersuchungen im Gebiet zwischen Landwasser- und Albulatal (Kt. Graubünden, Schweiz) – Phys. Ggr. U. Zürich, *3.*
– (1982): Zur Gletscher- und Klimageschichte des alpinen Spätglazials – GH, *37/2.*
Meyer, E. (1971): Zur Frage des Volkstums der Eisenzeit – UFAS, *3.*
Müller, F., et al. (1976): Firn und Eis der Schweizer Alpen – Gletscherinventar – Ggr. I. ETH Zürich, Publ. *57.*
Müller, H.-J. (1972): Pollenanalytische Untersuchungen zum Eisrückzug und zur Vegetationsgeschichte im Vorderrhein- und Lukmaniergebiet – Flora, *161.*
Oeschger, H., et al., ed. (1980): Das Klima – Analysen und Modelle, Geschichte und Zukunft – Berlin, Heidelberg, New York.
Overbeck, B. (1973): Das Alpenrheintal in römischer Zeit, Teil 2: Die Fundmünzen – Münchner Beitr. Vor-Frühgesch., *21.*
Patzelt, G. (1973): Die postglazialen Gletscher- und Klimaschwankungen in der Venedigergruppe (Hohe Tauern, Ostalpen) – Z. Geomorph., Suppl., *16.*
Peer, G., & Kutzer, H. J. (1980): Die Minen von Mot Madlein im S-charltal – Terra Grischuna, *39/2.*
Penck, A. (1909): In Penck & Brückner: Die Alpen im Eiszeitalter, *3* – Leipzig.
Philipp, R. (1982): Geologie und Petrographie der Bernina – 5. Grevasalvas und Lunghin – DA Abt. Natw. ETH Zürich – Dep. Petr. I. ETHZ.
Punchakunnel, P. (1983): Pollenanalytische Untersuchungen zum Eisrückzug und zur Vegetationsgeschichte im Oberengadin II (Lej Marsch, Mauntschas, Stazer Wald) – Diss. U. Basel.
Romen, A. (1950): Der letzte Bär im Sarntal – Schlern, *24/4* – Bozen.
Rübel, E. (1912): Pflanzengeographische Monographie des Berninagebietes – Bot. Jb., *47/1–4.*
– (1913): Die Pflanzengesellschaften des Berninagebietes – Bot. Jb., *49/3–4.* Beibl., 109.
Salis, F. v. (1883): Die Gletscher in Graubünden – Jb. SAC, *18.*
– (1887): Zur Geschichte der Gletscher im Kanton Graubünden – Jb. SAC, *22.*
Schguanin, J. (1967): Das Bergwerk in Schorla (S. Carl) bei Schuls – Schlern, *41/12* – Bozen.
Schläpfer, D. (1960): Der Bergbau am Ofenpaß – Erg. wiss. Unters. SNP, NF, *7/43.*
Schollenberger, B. (1976): Moränenwälle im hinteren Rosegtal – DA Ggr. I. U. Zürich.
Schweizer, W. (1980): Auf den Spuren alter Bergwerke im südöstlichen Graubünden – Terra Grischuna, *39/2.*
Seger, F. (1971): Geologische Untersuchungen in der Fexer Schuppenzone zwischen Sils-Maria und Fex-Curtins – DA U Zürich – Dep. G I. ETH Zürich.

Semadeni, T. (1929): Geschichte des Puschlavertales – Bündn. Monatsbl. *(1929)* 8.
Spaenhauer, F., et al. (1940k, 1941): Bl. 420 Ardez und Teile von Bl. 416 bis Groß Litzner, m. Erl. – GAS – SGK.
Spitz, A., & Dyhrenfurth, G. (1915, 1915k): Monographie der Engadiner Dolomiten zwischen Schuls, Scanfs und dem Stilfserjoch – Beitr., NF, *44*, GSpK, *72* – SGK.
Staub, R. (1938): Zur Frage einer Schlußvereisung im Berninagebiet zwischen Bergell, Oberengadin und Puschlav – Ecl., *31*/1.
– (1946k): Geologische Karte der Bernina-Gruppe und ihrer Umgebung im Oberengadin, Bergell, Val Malenco, Puschlav und Livigno, 1:50000 – GSpK, *118* – SGK.
– (1952): Der Paß von Maloja, seine Geschichte und Gestaltung – Jber. NG Graubündens, *83*.
Stupan, V. (1979): Pontresina – Schweiz. Heimatb., *116* – Bern, 2. Aufl.
Stutz, E. (1981): Der Rand der Engadiner Dolomiten am Schlinigpaß (Südlicher Teil), Vinschgau, Südtirol – DA G I. ETH Zürich – Dep. G I. ETH.
Suter, J. (1981): Gletschergeschichte des Oberengadins: Untersuchung von Gletscherschwankungen in der Err-Julier-Gruppe – Phys. Ggr. U. Zürich, *2*.
– et al. (1982): Gletscher-, Vegetations- und Klimageschichte im Oberengadin – In: Maisch, M., & Suter, J. (1982): Exkursionsführer Teil A: Ostschweiz – Hauptversamml. Deutschen Quartärvereinigung in Zürich – Phys. Ggr. U. Zürich, *6*.
Tgetgel, H. (1964): Pontresina – Schweiz. Heimatb., *116* – Bern.
Töndury, G. A. (1954): Ursachen und Bekämpfungsmöglichkeiten der zunehmenden Hochwassergefahr im Engadin – Wasser- Energiewirtsch., *46*/12.
Trümpy, R., & Schlusche, P. (1972): Erläuterungen zur geologischen Karte von Plattamala – Erg. wiss. Unters. SNP, NF, *12*/2.
Vorndran, E. (1969): Untersuchungen über Schuttentstehung und Ablagerungsformen in der Hochregion der Silvretta (Ostalpen) – Schr. Ggr. I. U. Kiel, *29*/3.
Welten, M. (1962): Einige Ergebnisse pollenanalytisch-vegetationsgeschichtlicher Untersuchungen im Unterengadin – Vh. SNG, *142*.
– (1982): Pollenanalytische Untersuchungen zur Vegetationsgeschichte des Schweizerischen Nationalparks – Erg. wiss. Unters. SNP, *16*/80.
Wyss, R. (1971): Siedlungswesen und Verkehrswege – UFAS, *3*.
Ziegler, J. M. (1876): Über das Verhältnis der Topographie zur Geologie. Text zur topographischen Karte von Engadin und Bernina – Basel.
Zindel, Ch. (1972): Ur- und Frühgeschichte des Engadins – Katalog Tiroler Landesmus. Innsbruck, Vor-, Frühgesch. Inntal.
Zoller, H. (1974): Flora und Vegetation der Innalluvionen zwischen Scuol und Martina (Unterengadin) – Erg. wiss. Unters. SNP, NF, *12*/4.
– et al. (1964): Flora des Schweizerischen Nationalparkes und seiner Umgebung – Erg. wiss. Unters. SNP, NF, *9*/51.
– et al. (1966): Postglaziale Gletscherstände und Klimaschwankungen im Gotthardmassiv und Vorderrheingebiet – Vh. NG Basel, *77*.
– & Kleiber, H. (1971): Vegetationsgeschichtliche Untersuchungen in der montanen und subalpinen Stufe der Tessintäler – Vh. NG Basel, *81*/1.
Zürcher, A. (1972): Funde der Bronzezeit aus St. Moritz – Helv. Archaeol., *3*/9.
– (1982): Urgeschichtliche Fundstellen Graubündens – Schr.-Reihe Rät. Mus. Chur, *27*.
Zunino, F. (1975): L'orso bruno in Italia – Natura e Montagna, *22*/4 – Bologna.

Die Südalpen zwischen Dolomiten und Mont Blanc

Der Etsch-Gletscher

Die Einzugsgebiete und die bedeutendsten Zuflüsse

Neben der Transfluenz von Inn-Eis über die Norberthöhe (1407 m) und den Reschenpaß (1510 m) empfing der Etsch-Gletscher weitere Zuflüsse aus SE-Bünden, aus dem Münstertal und der Val Vau (S. 292). Wie aus dem Fehlen von Oberengadiner Erratikern hervorgeht, vermochte kaum Inn-Eis über den Ofenpaß zu fließen (A. Spitz & G. Dyhrenfurth, 1914). Auf der S-Seite des Munt da la Bescha liegen allerdings Granat-Amphibolit-Blöcke von der Tracht der Silvretta-Decke (W. H. Müller, 1970). Diese könnten allenfalls aus der Nuna-Gruppe NE von Zernez stammen.

Auf dem Ofenpaß (2149 m) und auf dem Reschenpaß stand das Eis in der Würm-Eiszeit bis auf 2600 m, auf dem Umbrail (2501 m) bis auf 2800 m und auf dem Stilfserjoch (2757 m) gar auf fast 2900 m.

Dagegen sind die Kristallin-«Gerölle» auf der Mitteltrias des Piz Starlex (3067 m) kaum von einem über 3000 m hoch aufgestauten Etsch-Gletscher oder dessen Schmelzwässern dort abgelagert worden. Sie sind wohl als Hochgebirgs-Residualschutt einer aufgeschobenen, bunt zusammengesetzten Kristallin-Klippe zu deuten (H. W. Inhelder, 1952). Dafür sprechen auch die Bruchstücke von Calcit-Harnischen, wie sie auch an der Basis der Überschiebung des Ötz–Silvretta-Kristallins auftreten (S. Schmid, 1973).

An Komponenten herrschen Muskowit-Gneise (50%) und Verrucano in Chazforà-Fazies vor. Daneben fand A. Baumann (1974, 1976) dioritische Gesteine, Biotit- und Hornblende-Gneise, einige Kalke der Scarl-Formation, grüne verschieferte Arkosen und violette verschieferte Sandsteine. Während ihre Tracht allenfalls an einen alten Schotter denken ließe, sprechen Erhaltungszustand, Rundung und fehlende Matrix gegen eine solche Herkunft (Fig. 106).

Im Vinschgau lieferten das Ortler-Gebiet mit Trafoier- und Sulden-Gletscher und die Cevedale-Gruppe mit Laaser- und Martell-Gletscher bedeutende Zuschüsse. Von der S-Seite der Ötztaler Alpen mündeten Matscher- und Schnalser Gletscher und bei Meran von N der Passer-, von SW der Ulten-Gletscher. Über das Gampen-Joch (1542 m) und über den Mendelpaß/Passo di Méndola (1363 m), im Hochwürm über das ganze Areal zwischen Laugen-Spitze (2434 m) und Monte Roen (2116 m) hing das Etsch-Eis mit dem durch die Val di Sole abfließenden Noce-Eis zusammen (S. 231).

Bei Bozen vereinigte sich der Etsch- mit dem Eisack-Gletscher, der das Eis der Tribulaun-Kette, des Pustertales sowie der westlichen Dolomiten sammelte. Zwischen den beiden mündete der Talfer-Gletscher aus den Sarntaler Alpen. Die gewaltige Eisüberprägung, die sich auf dem Rücken zwischen Etsch und Talfer, auf dem Haflinger Plateau und auf dem Tschögglberg sowie zwischen Talfer und Eisack, auf dem Ritten, abzeichnet, deutet darauf hin, daß in den Maximalständen der größten Vereisungen das

Fig. 106 Die in ein Blockmeer aufgelöste Gipfelklippe auf dem Piz Starlex (3075 m) in der obersten Val S-charl mit Blick gegen NNE, gegen P. Sesvenna. Photo: A. Baumann, Muttenz BL.

Gebiet des Bozner Quarzporphyr-Schildes mit seiner Sedimentdecke von Grödner Sandstein bis N des Kreuzjoches vom Eis überfahren war. Schon zwischen Meran, Sarnthein und Waidbruck hatten sich Etsch-, Passer-, Talfer-, Eisack- und Grödner Eis vereinigt.
In der Würm-Eiszeit hatten sich auf den höheren Hochflächen N des Salten und des Ritten ausgedehnte Plateaufirne ausgebildet, so daß die Vereinigung der großen Gletscher – je nach Eisstand – weiter nach S verschoben wurde. Zugleich haben sich im Grenzbereich zwischen Tal- und zufließendem Firneis Rundhöcker und Schmelzwasserrinnen ausgebildet; dazwischen liegt reichlich Moräne. Bei Mölten und bei Aschl haben bis 1200 m abgestiegene spätwürmzeitliche Eiszungen stirnnahe Wälle hinterlassen.
Die Moränendecke ist lokal über 50 m mächtig. Sie besteht vorab aus aufgearbeitetem Quarzporphyr und Grödner Sandstein. Dies zeigt sich an den unter fast steppenartigem, submediterranem Klima entstandenen Erdpyramiden, den Lahntürmen der Südtiroler. Namentlich auf der Regenschattenseite des Ritten, im Finsterwaldgraben N von Lengmoos, zwischen Pemmern und Roßwagen NE von Oberinn, im Gasterergraben NE von Unterinn und im Katzengraben S von Oberbozen – hat die Erosion vorab bei Gewitterregengüssen und Frost Erdpyramiden herauspräpariert (Fig. 107). SE des Eisack haben sich solche auch S von Gummer/S. Valentino in Campo gebildet (G. Perna, 1971; M. Nardin et al., 1972k). E von Bozen floß Eisack-Eis über den Karer Paß/P. di Costalungo (1742 m) in die Val Fassa (A. Penck in Penck & Brückner, 1909; R. v. Klebelsberg, 1927, 1935), während in einem späteren Stadium etwas Fassa-Eis in umgekehrter Richtung ins Eggental hinübergeflossen ist.
Auch über das Lavazè-Joch (1806 m) SE von Bozen und insbesondere über den Sattel von San Lugano (1100 m) SE von Auer/Ora hing der Eisack- bzw. der bereits ver-

Fig. 107 Die Erdpyramiden am Ritten N von Lengmoos mit dem Kirchlein von Maria Saal. Die Erdpyramiden bestehen vorwiegend aus vom Eisack-Gletscher aufgearbeitetem Grödner Sandstein, den der Gletscher auf dem Plateau des Ritten lokal als mächtige Moränen-Decke wieder abgelagert hat. Rechts das Eisacktal.

einigte Eisack/Etsch-Gletscher aus dem Raum von Bozen mit dem durch Val Fassa/V. di Fiemme abfließenden Dolomiten-Eis zusammen. Bei S. Michele nahm der Etsch-Gletscher von NW, aus dem Adamello-Massiv, den Noce- (S. 231) und von NE, aus den südwestlichen Dolomiten, den Avisio-Gletscher (S. 228), auf.

Das Ablationsgebiet

Bei Trento spaltete sich der Etsch-Gletscher bei einer Felstiefe von über 200 m in 3 Äste auf. Eine erste Transfluenz erfolgte über Terlago gegen SW ins Sarca-Tal. Dort stieß das Eis auf den Sarca-Gletscher (S. 225) aus der Adamello-Presanella- und der Brenta-Gruppe. Weiter S schürften die vereinigten Eismassen die noch bis in –281 m Tiefe reichende Wanne des Gardasees aus; an dessen S-Ende ließen sie die Moränengirlanden von Castel Venzago–Monzambano–Castelnuovo zurück. Die interneren Wälle von Salò-Peschiera–Bardolino dürften wohl dem Stadium von Sesto Calende–Brivio (=Zürich) entsprechen (S. 206f. und S. 361).
Ein weiterer Ast drang von Trento nach E über Pérgine in die Val Sugana ein und floß als Brenta-Arm gegen SE. Ebenso floß von Mattarello S von Trento Etsch-Eis über den Sattel von Vígolo Vattaro (710 m) zum Lago di Caldonazzo und zum Brenta-Arm über. Dabei erhielt er von der Marzola (1738 m) und von der Kette Becco della Ceriola (1935 m)–Becco di Filadonna (2150 m) noch Zuschüsse. Anderseits wurde das Eis aus dem Kar B. di Filadonna–Cornetto (2060 m) durch das ins Centa-Tal eingedrungene Brenta-Eis gestaut und floß mit diesem über den Sattel von Carbonare (1074 m) in die

Val d'Ástico. Ebenso verlor der Brenta-Arm etwas Eis über die Montagna Fratelli (1255 m) gegen S (S. 202).
Das Etsch-abwärts von Calliano NE von Rovereto ins Cavallo-Tal eingedrungene Eis hing am Passo del Sommo (1343 m) mit dem aus der obersten Val d'Ástico zusammen. Vom Monte Stelle delle Sute (2615 m) und von der Cima d'Asta (2847 m) erhielt der *Brenta-Arm des Etsch-Gletschers* zunächst noch Zuschüsse vom Maso-, vom Grigno- und vom Cismon-Gletscher. E von Strigno stand das Eis in den Maximalständen bis auf 1350 m, SE der Prati di Montemezza, wie eine Seitenmoräne belegt, noch bis auf 1100 m. Ein späterer Wiedervorstoß – wohl der Stand der inneren Jung-Endmoränen – zeichnet sich beim selbständig gewordenen *Grigno-Gletscher* in der Endmoräne S von Cinte und Castel Tesino ab. Diese führt Erratiker von Cima d'Asta-Granit, Quarzphyllite und rote permische Ignimbrite und belegt ein Zungenende auf 600 m (G. O. Gatto in G. B. Dal Piaz et al., 1970K; in G. P. Braga et al., 1971).
An der Mündung des *Cismon-Gletschers* vom Cimon della Pala (3185 m) und von den Pale di San Martino (2982 m) stand das Brenta-Eis auf knapp 800 m. Über den Sattel von Primolano nach Arsiè reichte es ebenfalls bis auf mindestens 750 m, was durch Rundhöcker und Moräne belegt wird (S. Venzo in G. Dal Piaz et al., 1946K). Auf der NW-Seite des Monte Roncone (1164 m) liegt Moräne bis auf 900 m. Anderseits hing das Cismon-Eis über dem Sattel von Arten zwischen Fonzaso und Feltre mit dem *Piave-Gletscher* zusammen. Dabei wurde der Kreide-Rundhöcker des Monte Aurin (745 m), wie eine Gipfelkappe von Moräne bekundet, noch vom Eis überfahren. Hinter Seren wurde durch eine Seitenmoräne die Val di Seren abgedämmt.
Bereits am Zusammenfluß von Vanoi- und Cismon-Gletscher dürfte die Eishöhe um 1100 m, über dem Sattel von Gobbera (985 m), wo die beiden Eisströme erstmals zusammentraten, auf über 1300 m gelegen haben. NE von Fiera di Primiero/Primör stand das Eis zwischen der Valle Cismon und der V. Canali um 1600 m. Spätere Randlagen zeichnen sich durch Seitenmoränenreste um 1440 m, um 1350 m und um 1200 m ab (B. Castiglioni, 1939K).
Im Stadium der inneren Jung-Endmoränen hat der Cismon-Gletscher in der Schlucht NW von Fonzaso um 350 m gestirnt. Dabei wurden auf den Hochflächen von Lamon und Sorriva, auf 550–600 m, terrassierte Eisrand-Schotterfluren gestaut.
Tiefere Moränenwälle um Fiera di Primiero verraten jüngere Zungenenden bei Ponte S. Silvestro und bei Mezzano, um knapp 600 m und um 650 m. Noch jüngere Stände zeichnen sich bei Fiera di Primiero und solche des Gschnitz-Stadiums bei San Martino di Castrozza auf 1200 m ab (Castiglioni, 1939K).
Unterhalb der Mündung des Cismon-Gletschers nahm der Brenta-Arm bei Rivalta noch einen letzten Zuschuß aus dem Gebiet des *Altopiano d'Asiago* auf, das gegen N, gegen die Val Sugana, bis auf über 2000 m ansteigt (Monte Ortigara 2105 m, Cima Dodici 2341 m) und daher in der Würm-Eiszeit noch verfirnt war.
Im Würm-Maximum dürfte der Brenta-Arm des Etsch-Gletschers noch bis gegen Valstagna, in der größten Vereisung bis Solagna gereicht haben. Wegen der Steilheit der Talflanken konnten sich jedoch keine Moränen erhalten. Von den gegen S abfließenden Eismassen des Altopiano d'Asiago reichte der *Campomulo-Gletscher* bis in die Schlucht NE von Gállio, der *Nos-Gletscher*, wie markante Moränenwälle erkennen lassen, bis gegen Asiago, bis gegen 1000 m. Die verbackenen Moränen W von Asiago bekunden einen noch tiefer vorgestoßenen rißzeitlichen Gletscher (G. Dal Piaz et al., 1964K).
Durch die Val Serpentine stieß der *Piave-Gletscher* mit seinen Zuschüssen aus den süd-

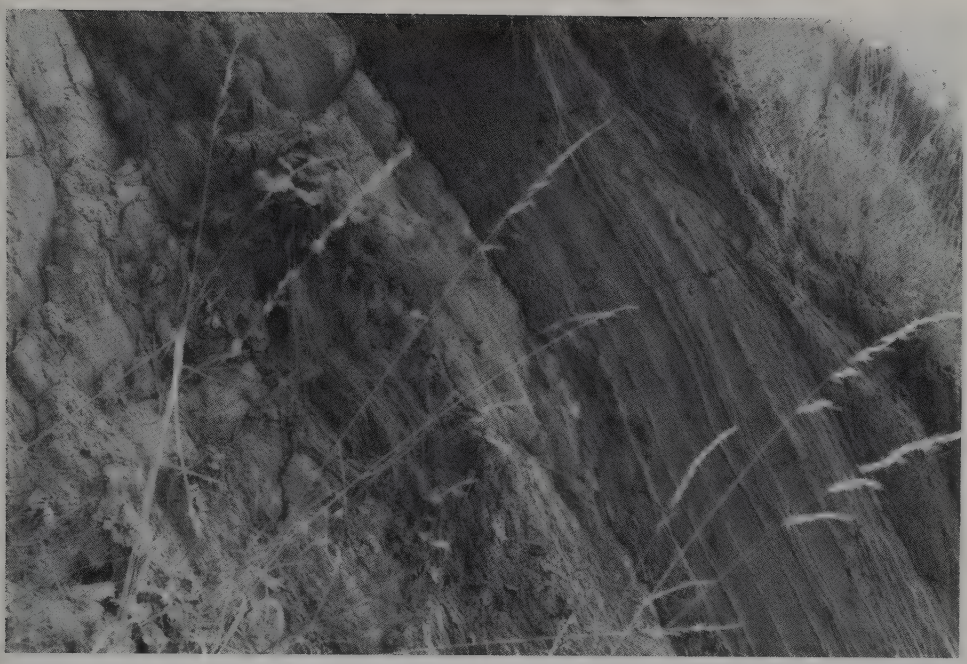


Fig. 108 Steil SSE-fallendes marines Pliozän mit terrigenen Einflüssen N von Cornuda NW Treviso (Veneto). Photo: Frau V. Rutishauser, Zürich.

lichen Dolomiten, aus der Val d'Ansiei und der Valle d'Ampezzo gegen S vor. Über den Kreuzberg/Passo di Monte Croce di Comélico (1636 m), über die Sättel der Misurina (1756 m) und des Gemärk, den Übergang von Schluderbach/Carbonin nach Cortina d'Ampezzo, erhielt er Eis aus dem Pustertal sowie vom Monte Civetta (3218 m) und vom M. Pelmo (3168 m) einen Zuschuß durch die Val di Zoldo. Anderseits verlor der Piave-Gletscher E von Longarone Eis durch die Talung von Vaiont und über den Sattel von S. Osvaldo in die Val Cimoliana. Kurz vor Belluno teilten sich die Eismassen. Ein Arm drang von Ponte nell'Alpi durch die tektonisch vorgezeichnete Talung des Lago di S. Croce und des L. Morto über die Sella di Fadalto (489 m) gegen Vittorio Véneto vor (B. Castiglioni et al., 1941 K); noch im Würm-Maximum reichte dieser sich gabelnde Lappen bis über Révine und über Vittorio Véneto hinaus (A. Tellini, 1891; E. Brückner in Penck & Brückner, 1909; Gb. Dal Piaz, S. Venzo et al., 1963 K).
Die Bergsturztrümmer vom Monte Costa, der die beiden Seen trennt, wurden nochmals überfahren und von einer Endmoräne gekrönt. Der Hauptarm des Piave-Gletschers ergoß sich ins 10 km breite, präglaziale Becken von Belluno mit seinen Tertiärmulden.
Aufgrund des steilstehenden marinen Pliozäns von Cornuda am Austritt des Piave in die Venezianische Ebene (Fig. 108), reicht die Falten-Tektonik am Alpen-Südrand und damit auch um Belluno mindestens bis ins Altquartär (Dal Piaz, Venzo et al., 1963 K).
Darüber liegen diskordant vollständig entkalkte ferrettisierte Tone mit quarzigen Geröllen. Dal Piaz und Venzo haben sie als mindelzeitliche Moräne betrachtet; auf der W-Seite des Montello angelagerte, von Ferretto bedeckte Schotter werden als mindelzeitliche Schotter, aufliegender Löß als rißzeitlich gedeutet.

E von Belluno stand das Eis noch in der Würm-Eiszeit bis auf 1200 m; dann fiel jedoch dessen Oberfläche – trotz des Zuschusses des *Cordévole-Gletschers* von der E-Seite der Marmolada (3340 m), von der Sella-Gruppe (3182 m), vom Nuvolao (2648 m) und vom M. Pelmo – über Feltre, wo sie noch auf 900 m stand (Brückner, 1909), zum Piave-Durchbruch ab und endete S von Quero (A. Rossi, 1881). Anderseits hing das Piave-Eis über den mündenden Cismon-Gletscher mit dem Brenta-Lappen des Etsch-Gletschers zusammen (Brückner, 1909).

Außerhalb der würmzeitlichen Endmoränen von Vittorio Véneto, in der unteren Val Marino sowie im Frontbereich des Piave- und des Brenta-Armes des Etsch-Gletschers finden sich Relikte von rißzeitlicher Moräne und von höheren, ebenfalls von Paläoböden bedeckten Schottern.

Im Gegensatz zur Talung des Lago di S. Croce finden sich im Becken von Belluno keine Endmoränen von Abschmelzstaffeln. Dagegen erscheinen die N- und S-Hänge durch schmale Absätze in den Schottermassen getreppt. J. Gareis (1981) schließt eine Deutung als glazifluviale Erosionsgesimse aus, da die Schottertreppen sich über größere Distanzen auf gleichem Niveau verfolgen lassen. Er betrachtet sie als Eisrandterrassen eines langsam abschmelzenden Eiskörpers, was er auf mangelnde Zufuhr und behinderten Abfluß ins Vorland zurückführen möchte.

Jüngere Moränen stellen sich im Piave-Tal erst bei Longarone, an der Mündung der Val di Zoldo, ein. Vom Monte Toc brachen 1963 Schuttmassen in den See von Vaiont, die zu einer Flutkatastrophe führten.

Der *Assa-Gletscher* endete im Würm-Maximum in der Schlucht zwischen Roana und Canove, der *Ástico-Gletscher*, der noch in der Würm-Eiszeit geringe Zuschüsse von Etsch-Eis über die Sättel von Carbonare (1074 m) und über die Montagna Fratelli (1255 m) empfing, reichte damals noch bis gegen Arsiero, zur Riß-Eiszeit bis Cogollo, was durch verkittete Schotter und Endmoränen belegt wird (R. Fabiani, 1925 K).

Der *Hauptast* drang als schmaler Strom durch das Etschtal über Rovereto bis Rívoli vor, wo sich, wie am S-Ende des Gardasees, hinter den präwürmzeitlichen Moränenkränzen mehrere dicht hintereinander gelegene, von Schmelzwasserrinnen getrennte würmzeitliche Wälle einstellen (A. Penck in Penck & Brückner, 1909; B. Castiglioni, 1940 K; S. Venzo, 1957, 1961, 1965, 1968 b, 1969 K; K. A. Habbe, 1969).

Dabei erhielt er im unteren Etschtal, in der Val Lagarina, rechtsseitige Zuschüsse von der Kette Cornetto (2179 m)–M. Stivo (2059 m) und vom Monte Baldo (2218 m), von der linken Talseite vom Becco di Filadonna (2150 m), von der Pasubio-Gruppe mit der Cima Palon (2235 m) und von den Monti Lessini mit der Cima Carega (2259 m). Dabei bildeten der *Ala-Gletscher* aus der Val Ronchi und die bei Avio und Brentino austretenden *Aviana-* und *Pissotte-Gletscher* die letzten Zuflüsse.

Von Rovereto drang Etsch-Eis in die Vallarsa ein, staute das von der Cima Carega abfließende Eis und drängte es gegen E ab. Damit hing das Etsch-Eis über den Firnsattel des Pian di Fugazzo (1159 m) mit dem gegen SE abfließenden Léogra-Gletscher zusammen, dessen Schmelzwässer sich an der Schüttung der Schotterflur von Schio beteiligt haben (Gb. Dal Piaz et al., 1968 Kb).

Im Etschtal sind nach dem Abschmelzen des Eises zahlreiche Bergstürze niedergegangen. Einige haben in der Talsohle flachgründige Seen gestaut, die später durchgebrochen sind. Im Jahre 833 brach vom Gipfel der Zugna Torta (1257 m) S von Rovereto eine mindestens 100 Millionen m^3 große Kalksteinmasse aus, fuhr über die gegen das Etschtal einfallenden Schichtplatten und überschüttete das nahezu 4 km^2 große Gebiet von Lavini-

Fig. 109 Der Bergsturz von der Zugna Torta hat bei Marco im Etschtal bedeutende Trümmermassen geschüttet. Im Vordergrund die Stauterrasse von Mori mit Tierno, dahinter der 40 m tiefer gelegene Talboden.

Marco (A. Penck, 1886; Alb. Heim, 1932; Gb. Dal Piaz et al., 1968k; Fig. 109) und staute die Etsch zu einem flachgründigen See.
Im 12. Jahrhundert brach NE von Rovereto der Bergsturz von Castelpietra nieder. Auch er staute im Etschtal, wie schon zuvor der Schuttfächer von Besenello aus der tektonischen Störung am Monte Spizoni (1680 m), einen temporären See.

Die quartären Sedimente in der Po-Ebene und die Übertiefung des Gardasee-Beckens

Die quartäre Aufschüttung erreicht in der Po-Ebene gewaltige Ausmaße; zwischen Gardasee und Parma beträgt sie in den zwei tiefsten Senken über 2000 m (E. Perconig, 1956). Weiter gegen E verläuft das in einzelne Teilbecken aufgelöste Becken mit seiner Achse N von Módena gegen Ravenna. Ein bedeutender Teil der Sedimente gelangte bereits im Altquartär, im Calabriano, in mariner toniger bis feinsandiger lokaltransgressiver Ausbildung zur Ablagerung.
Die Mikrofauna der tieferen Abfolge deutet auf ein kühl-gemäßigtes Klima. In den tiefsten Abschnitten herrschen Sande mit Toneinlagerungen mit *Cassidulina laevigata var. carinata* und *Bulimina* vor. Typische Kaltwasserformen fehlen.
Darüber stellen sich mehr brackisch-lagunäre Abfolgen mit Küstenformen ein. Charakteristisch ist *Rotalia beccarii*. In den sandigen Partien sind Torfe und Kiese eingelagert. Diese herrschen im höchsten Abschnitt vor. In sie schalten sich Sande, Torfe und Süßwassersedimente ein.

Während früher die tiefen Becken der südalpinen Randseen meist als Folge der glaziären Übertiefung angesehen wurden, haben Bohrungen und seismische Untersuchungen in der Po-Ebene und in den insubrischen Seen gezeigt, daß dort offenbar bereits präquartär bedeutende Hohlformen vorhanden gewesen sein müssen. Auch S des Gardasees liegt in über 2000 m Tiefe der Felsgrund. Am S-Ende des Gardasees stellte P. Finckh (1977) diesen in −1252 m fest, und noch in der Mitte des Sees reicht die Sedimentfüllung bis auf −630 m (Finckh, 1976). Für diese Übertiefungen ist zunächst die Tektonik verantwortlich. In der Gardasee-Talung ist sie auf eine komplexe Muldenstruktur und auf gegen S sich verstärkende Bruchstörungen zurückzuführen, die wohl im Zusammenhang mit der weiter NW verlaufenden Judikarien-Störung stehen. Die abtauchende Fortsetzung des Monte Baldo gegen SSW läßt sich von S. Zeno di Montagna über Monte Lúppia – Punta S. Vigilio – Secca del Vo' nach Sirmione verfolgen. Sie trennt als Schwelle den südlichen Gardasee, an deren SE-Rand die Fonte termale von Boiola auftreten, in zwei muldenförmige Becken (T. Lipparini et al., 1969 K; A. Boni ed., 1972 K).

Die Sarca-Gardasee-Talung muß spätestens im oberen Eozän angelegt gewesen sein, was die Schichtabfolge des Monte Brione (376 m) E von Riva belegt (S. Venzo, 1934; H. Hagn, 1956). Diese reicht zunächst von priabonen Mergeln über Lithothamnien- und Großforaminiferen-Kalke mit Haifischzähnen des Oligozäns bis zu einer Diskordanzfläche. Darüber folgen extrem glaukonitische Grünsande mit reicher Molluskenfauna, die in Sandsteine mit abnehmendem Glaukonit-Gehalt übergehen und von Mergeln mit glaukonitischen Sandsteinbänken des Aquitans überlagert werden.

Während die Diskordanz auf brüske orographische Veränderungen hindeutet – dies wohl im Zusammenhang mit dem Hochstau der Adamello-Presanella-Gruppe – sind die fossilreichen Grünsande wohl auf ein Zusammentreffen von kaltem und warmem Wasser zurückzuführen. Offenbar sind diese Massive rasch bis in die Firnregion empor gehoben worden, so daß sich die Schmelzwässer auf dem kurzen Transportweg als Ur-Sarca nicht erwärmen konnten und im unteren Sarca-Tal unter warmgemäßigtem Klima (Jahresmittel um 17–18° C) sich in einen seichten Meeresgolf ergossen.

Eine bereits an der Oligozän/Miozän-Wende aktive Tektonik ließ am W-Ufer des Gardasees die Bucht von Pieve Vecchia entstehen.

N von Salò liegt in 300–400 m ü. M. auf eozäner Scaglia rossa die Formazione del Colle di San Bartolomeo (Venzo, 1969; A. Boni ed. 1972 K, Boni & G. Cassinis, 1973) mit Conglomerati inferiori (Messiniano–Pliocene inferiore), Argille sabbiose mit *Ostrea*, *Arca*, Pectiniden und Veneriden (Pliocene medio) und Conglomerati superiori (Pliocene superiore?), die von NW-SE verlaufenden Störungen durchschert werden. Aus ihrer heutigen Lage resultiert für dieses Pliozän eine Hebung um mindestens 520 m. Ebenso liegen Conglomerati inferiori auf mittelliasischen Medolo-Kalken in 470–520 m und auf unterkretazischer Maiolica in 400–470 m Höhe über der E-Seite des austretenden Chiese. Noch auf dem SW von Salò gelegenen Rücken des Castello von Muscolino reichen Conglomerati inferiori bis auf über 300 m Höhe empor. Gegen S fällt das Pliozän, wie Bohrungen gezeigt haben, tief unter den Meeresspiegel ab.

All diese Vorkommen belegen ein kräftiges präquartäres Relief sowie bedeutende alt- bis mittelpleistozäne Bewegungen, welche dieses noch weiter akzentuiert haben.

Daß hernach ebenfalls die mehrfach vorgestoßenen Gletscher zur Überprägung der Flanken und – vorab im nördlichen Teil des Sees – zur Auskolkung der Rinne beigetragen haben, ist offenkundig. Doch dürfte am S-Ende kaum eine über 1400 m mächtige Gletscherzunge existiert haben, die beim Vorstoß die Felssohle ausgeräumt hätte.

Im SW wurden auch verschiedentlich stark verkittete Schotter, Ceppo, abgelagert. Da sie keine Fossilien enthalten, steht ihre altersmäßige Stellung noch offen. Ihre Lage und ihr Sortierungs- und Rundungsgrad deuten auf eisrandnahe Ablagerung, ihr Geröllinhalt auf lokales Liefergebiet.

Die Römische Regression, das größte Zurückweichen des Mittelmeers

Mit der Mindel-Eiszeit, der auch im alpinen Raum über weite Bereiche der E- und der W-Alpen größten Kaltzeit, wird das größte Zurückweichen des Mittelmeeres, die *Römische Regression*, in Verbindung gebracht (J. Bourcart, 1938; A. C. Blanc, 1942). Durch die Bindung von Ozeanwasser als Eis auf den Kontinenten sank der Meeresspiegel kräftig ab. Blanc nimmt in der Mindel-Kaltzeit für das Mittelmeer eine Absenkung von über 200 m an. Dadurch fielen weite Bereiche trocken: Die Adria reichte noch bis zur Testa del Gargano. Landbrücken bildeten sich aus: Elba und Sizilien waren mit dem Festland verbunden. Korsika und Sardinien hingen zusammen. Die Straße S von Sizilien war auf rund 20 km Breite reduziert. Die Straße von Gibraltar mit einer heutigen Meerestiefe von 324 m bestand als schmale Rinne.
Mit dem Abschmelzen der Landeismassen und dem Eindringen von Atlantik-Wasser ist stets auch dessen Fauna ins Mittelmeer eingewandert.
Infolge der großen Eisanhäufung in Nordeuropa und in den Alpen wären die Zugstraßen der Zyklone allmählich gegen S verlagert worden und hätten auch dem Mittelmeerraum reichlichere Niederschläge gebracht. Darnach müßten die mediterranen Pluvialzeiten den Kältemaxima des Nordens entsprechen.
Neuere Untersuchungen im Mittelmeerraum deuten indessen auf eine analoge Klima-Entwicklung mit mehrfacher Verschiebung der atmosphärischen Zirkulationsgürtel. Eine gewisse Unsicherheit hängt mit der Schwierigkeit einer präzisen zeitlichen Einstufung der Ereignisse zusammen.
Das treppenartige Abfallen mariner Strandterrassen von über 100 m im oberen Pliozän bis auf 3 m in der Flandrischen Transgression, im wärmsten Abschnitt des Holozäns, ist stets als Ausdruck der sukzessive kühler werdenden Interglaziale gedeutet worden. Dabei wären jeweils immer geringere Bereiche des arktischen und antarktischen Eises abgeschmolzen. Daneben waren jedoch noch andere, vorab tektonische Effekte wirksam, die versunkene Landmassen und emporgestiegene Küstenregionen verstellten. Ebenso dürfte auch das Öffnen der Ozeane dazu beigetragen haben.
Noch immer Probleme bietet die Zuordnung der Terrassen zu den einzelnen Interglazialen, da vorab für die höheren auch epirogenen Bewegungen eine größere Bedeutung zukommt.
Am N-Ufer der *Straße von Gibraltar* konnte G. Giermann (1962 a, b) sieben marine Strandterrassen, prä- und interglaziale Meeresspiegelstände, unterscheiden, wobei der eustatische Anstieg von epirogenen Aufwärtsbewegungen überlagert zu sein scheint. Trotz genauer bathymetrischer Karten gelang es nicht, submarine, durch eustatische Absenkung entstandene Terrassen nachzuweisen. So steht noch immer offen, ob die Meerenge in der Römischen Regression trocken lag. Da bereits O. Jessen (1927) einen mediterranen Bodenstrom von 2 m/sec. festgestellt hat, der Gerölle bis 7 cm Größe bewegt, kann sogar die südliche, NNE von Tanger bis auf −330 m hinabreichende Rinne allenfalls erst hernach ausgeräumt worden sein (Giermann, 1961, 1962 b).

Trotz mehrfachen Untersuchungen – A. Penck (1909), A. Cozzaglio (1933), S. Venzo (1957, 1961, 1965, 1969k), K. A. Habbe (1969) – ist die quartäre Geschichte um den Gardasee noch immer nicht geklärt. Dies hängt damit zusammen, daß sicher datierbare Ablagerungen fehlen und die Absenkungstendenz vom S-Tessin gegen E sich verstärkt. Für die Zuordnung der Moränenkränze fehlen klare Kriterien. Markante Ufermoränen, die – wie andernorts – nur der Würm-Eiszeit angehören können, erlauben beidseits des Sees ein Festlegen der Eisoberfläche. Venzo (1968a, b) betrachtet die beiden Moränen-Amphitheater um den See und bei Rívoli im Etschtal als rißzeitlich. Bei den frontalen Schotterfluren unterscheidet er drei Systeme: das höchste, 40 m über der Talaue, weist er ins Alt-Riß, das 10 m tiefere ins Riß, das weitere 15 m tiefere ins Jung-Riß.

Die äußersten Wälle, die SW von Salò in flachem Bogen gegen S verlaufen und sich gegen SE in der Po-Ebene verlieren, werden von Venzo mit der zugehörigen Schotterflur der Mindel-Eiszeit zugeordnet. Die 1,5–4 m mächtige rot-braune Verwitterungsdecke mit einzelnen Kristallingeröllen stellt er als Ferretto ins Mindel/Riß-Interglazial. Habbe weist Moräne und Schotterrelikte in die Riß-Eiszeit.

Als hochwürmzeitliche klimatische Schneegrenze nimmt Habbe 1400–1500 m an. Wegen der geringeren Massenerhebung gegen die Quertäler und gegen S liegt sie jedoch noch um 100–200 m tiefer. Damit ergeben sich Werte, die gegenüber dem S-Tessin nur um 100 m höher liegen (S. 425 f.). In den Seitentälern, besonders in gegen NE abfallenden, reichte das Eis jedoch viel tiefer. So erhielten die Talgletscher noch bis an den Lago d'Idro (G. B. Castiglioni, 1961), im Gardasee-Becken bis S von Malcésine und in der Val Lagarina bis Avio Zuschüsse aus dem südlichen Adamello, den Alpi di Ledro (2150 m), vom Monte Baldo (2218 m) und von den Monti Lessini (2259 m). Die von diesen gegen S entwässernden, ebenfalls bruchtektonisch vorgezeichneten Täler wurden als Schmelzwasserrinnen weiter eingetieft (U. Sauro, 1973).

Von Gazzane NW von Salò stieg das rißzeitliche Garda-Eis von 240 m bis auf bereits über 400 m an. Zugleich haben sich dort mehrere Rundhöcker ausgebildet und Stauschuttmassen abgelagert. Weiter Gardasee-aufwärts drang Eis in die Valle Toscolano ein und dämmte in diesem heute ebenfalls durch einen Stausee abgeriegelten Tal einen Eisrandsee ab. Bereits W von Gargnano reichte das rißzeitliche Eis bis auf über 500 m, was bei Navazzo durch einen flachen Moränenwall gegen die V. Toscolano belegt wird. Selbst in den äußeren würmzeitlichen Ständen hatte eine Moräne, die von Cabiane über Caino von 400 m auf 250 m abfällt und W des Toscolano wieder auf über 300 m ansteigt, die V. Toscolano auf rund 300 m abgedämmt und einen See aufgestaut (Fig. 110). Noch zur Zeit der inneren würmzeitlichen Moränen, die den südlichen Gardasee umsäumen, reichte das Gardasee-Eis W von Maderno bis auf über 200 m, bei Oldísio S von Gárdola auf 450 m, bei Prabione auf gut 500 m und bei Mezzema N von Campione del Garda auf knapp 600 m. Um Tremósine, wo bei Vesio eine Moräne den früheren Lago Bondo abgedämmt hat, reichte es im Stadium von Salò-Desenzano bis auf über 600 m. Bis in die Val di Ledro ist die Eisoberfläche auf über 750 m angestiegen, so daß die beiden gegen den Lago di Ledro abfallenden Stirnmoränen-Reste, die den See gegen das Garda-Eis abgedämmt haben, dem inneren Moränensystem entsprechen dürften. Bei Riva, 43 km talaufwärts von Salò, stand es bereits auf über 1100 m, nach Penck gar auf 1350 m, was wohl bereits die rißzeitliche Eisoberfläche belegt.

In der *Valle di Ledro*, dem Hochtal zwischen Chiese und Gardasee, nehmen B. Casti-

Fig. 110 Die Stauschuttmassen, die zwischen der durch die untere Valle Toscolano eingedrungenen Eiszunge und dem zufließenden Campiglio- und Toscolano-Gletscher abgelagert worden sind, markieren ein höchstes rißzeitliches (?) Eisstausee-Niveau.

GLIONI (1940) und HABBE schon im Würm-Maximum einen glazialen Stausee mit einem Spiegel um 730 m an, während das Eis an den Taleingängen um 1050 m gelegen hätte. Ein solcher See wurde jedoch erst von Seemoränen des inneren Standes, dem Stadium von Brivio (= Sesto Calende) abgedämmt (S. 361 f.). Gleich alt ist auch der Schwemmfächer am Ausgang der Valle di Molina. Auf externen Teilen der im tieferen Teil geschichteten Moräne siedelten in der Bronzezeit Pfahlbauer (G. TOMASI in M. FERRARI et al., 1973; J. RAGETH, 1975; R. PERINI, 1976; S. 215 ff.). Die Moränenreste in der V. di Ledro und ihren Nebentälern sind kaum der Riß-, sondern wegen der geringen Bodenbildung viel eher der Würm-Eiszeit zuzuweisen.

Dabei ist die Talung zwischen Etsch- und Chiese-Gletscher zunächst noch von Lokaleis erfüllt gewesen, das von den umliegenden Höhen im N – Monte Cadria (2254 m), Dosso della Torta (2150 m) und Monte Toffino (2144 m) – und im S – M. Tremalzo (1975 m) und Cima Caset (1755 m) – abgeflossen ist. Bei dessen Abschmelzen wurden die Schmelzwässer zwischen Etsch- und Chiese-Eis zu einem See aufgestaut. Bereits beim Vorstoß sind zwischen Tiarno di Sopra und Molina verkittete Schotter, die Conglomerati di Val Concei (M. CADROBBI, 1943, CADROBBI et al., 1948 K), abgelagert und beim weiteren Vorstoß von Lokalmoräne überschüttet worden.

Während der Ledro-Ámpola-See zunächst durch die Moränen von Molina bis auf 750 m aufgestaut wurde, fiel sein Spiegel mit dem Wegfall des Eisstaues durch fortschreitendes Eintiefen der Ausläufe sukzessive ab. Dies gibt sich in alten Seeterrassen zwischen 740 und 700 m zu erkennen. Bereits im ausgehenden Hochwürm wurde die Talung und damit der See von Ledro–Ámpola durch seitliche Schuttfächer, vorab von Sacche, Mas-

sangla und Assat, in Seen unterteilt, von denen der nur 2 m tiefe Laghetto d'Ámpola (725 m) und der Lago di Ledro (655 m) bei niedrigeren Wasserständen als Restseen zu überdauern vermochten.

Im *Etschtal* stand das Eis S von Rovereto auf 1300–1400 m und floß durch den Sattel von Lóppio (220 m) ins Gardasee-Tal über, dokumentiert durch die Ufermoränen am Doss Remit S und am Passo Sta. Barbara N der Senke. In den seit E. Paglia (1864) bekannten Wällen von Molina di Ledro, Tremósine, Monte Gargnano und Tresnico sieht Habbe das Würm-Maximum. Doch dürften diese mit Castiglioni (mdl. Mitt.) eher den inneren Jung-Endmoränen entsprechen, da sich aufgrund von Moränen und Erratikern noch zwei höhere Randlagen unterscheiden lassen. Die tiefere liegt in der Valle di Ledro um 200 m, bei S. Zeno im S um 150 m, die höhere um 500 m bzw. 350 m höher. Habbe weist beide Riß-Ständen zu. Die tieferen bekunden aber möglicherweise das Würm-Maximum. Am Alpen-S-Rand biegen die Seitenmoränen in die Endmoränenkränze um, die den Gardasee abdämmen (Fig. 111).

Mit Penck (1909) und F. Levy (1915) – im Gegensatz zu Cozzaglio (1933) und Venzo (1957, 1961, 1965, 1968b, 1969k) – betrachtet Habbe Etsch- und Chiese-Schwemmkegel als würmzeitlich. Ältere, am Gebirgsrand um 20 m, weiter S nur wenig über dem würmzeitlichen Akkumulationsniveau gelegene Schotterfluren, stellt er ins Jung-Riß. Zugehörige Moränen lassen sich von S. Zeno gegen die Moränenkränze von Rívoli verfolgen. In Höhe und Habitus ähneln sie Würm-Wällen, sind aber stärker überprägt.

Mit Ausnahme des E-Randes, wo die Wälle von der Etsch zerstört worden sind, umgeben sie auch das Gardasee-Amphitheater. Räumlich und formmäßig lassen sie sich von älteren Ablagerungen trennen, für die im W rißzeitliches Alter nachweisbar, im E wahrscheinlich ist. Die Unterscheidung der beiden sucht Habbe durch Abtragung und Bodenbildung seit dem letzten Interglazial abzusichern. Innerhalb der von ihm als Jung-Riß gedeuteten Moränen des würmzeitlichen Hochstandes liegen im Etsch- und im Gardasee-Amphitheater sechs weitere. Die Stände 1–5 werden als Rückzugslagen, Stand 6 als Wiedervorstoß gedeutet. Ihnen entsprechen in die Schwemmkegel des Hochstandes eingeschnittene Schotterflächen. In beiden Amphitheatern erfolgte vom Stand 4 an ein Wechsel im Abfluß. Vorher wiesen beide zwei gleichwertige Gletschertore auf, nachher konzentrierte sich der Abfluß auf einen Ausgang: im Etsch-Tal auf die Veroneser/Berner Klus, beim Gardasee-Lappen auf den Mincio.

Das Stadium von Capolago (= Thalwil) dürfte sich im Gardasee in der subaquatischen Schwelle abzeichnen, die ein Becken im N vom 346 m tiefen Hauptbecken trennt.

SW von Trento verrät eine rechte Seitenmoräne des Etsch-Gletschers einen Abfall seiner Oberfläche von 600 m auf 500 m.

Über Trento lag die Eisoberfläche damals auf rund 700 m. Diese Eishöhe zeichnet sich auch NE von Pérgine Valsugana, an der Mündung des eben noch aus der Val dei Mocheni austretenden Fersina-Gletschers durch Moränenwälle ab. Ebenso war das Becken des Lago di Caldonazzo, wie eine linke Seitenmoräne und die E anschließende Abflußrinne mit dem Lago di Lévico belegen (S. 199), noch von einer Eiszunge eingenommen, die E von Caldonazzo stirnte und deren Schmelzwässer durch die Val Sugana abflossen (C. d'Amico in P. Leonardi et al., 1968k).

Im Etschtal reichte der Gletscher noch bis unterhalb von Rovereto, wo Seitenmoränenreste eine Eishöhe von knapp 400 m belegen. Von Mori entsandte er einen rechten Seitenlappen gegen W, ins Becken des Lago di Lóppio. Dieser Lappen erhielt vom Monte Stivo (2059 m) und vorab vom Monte Altissimo di Nago (2078 m) Zuschüsse.

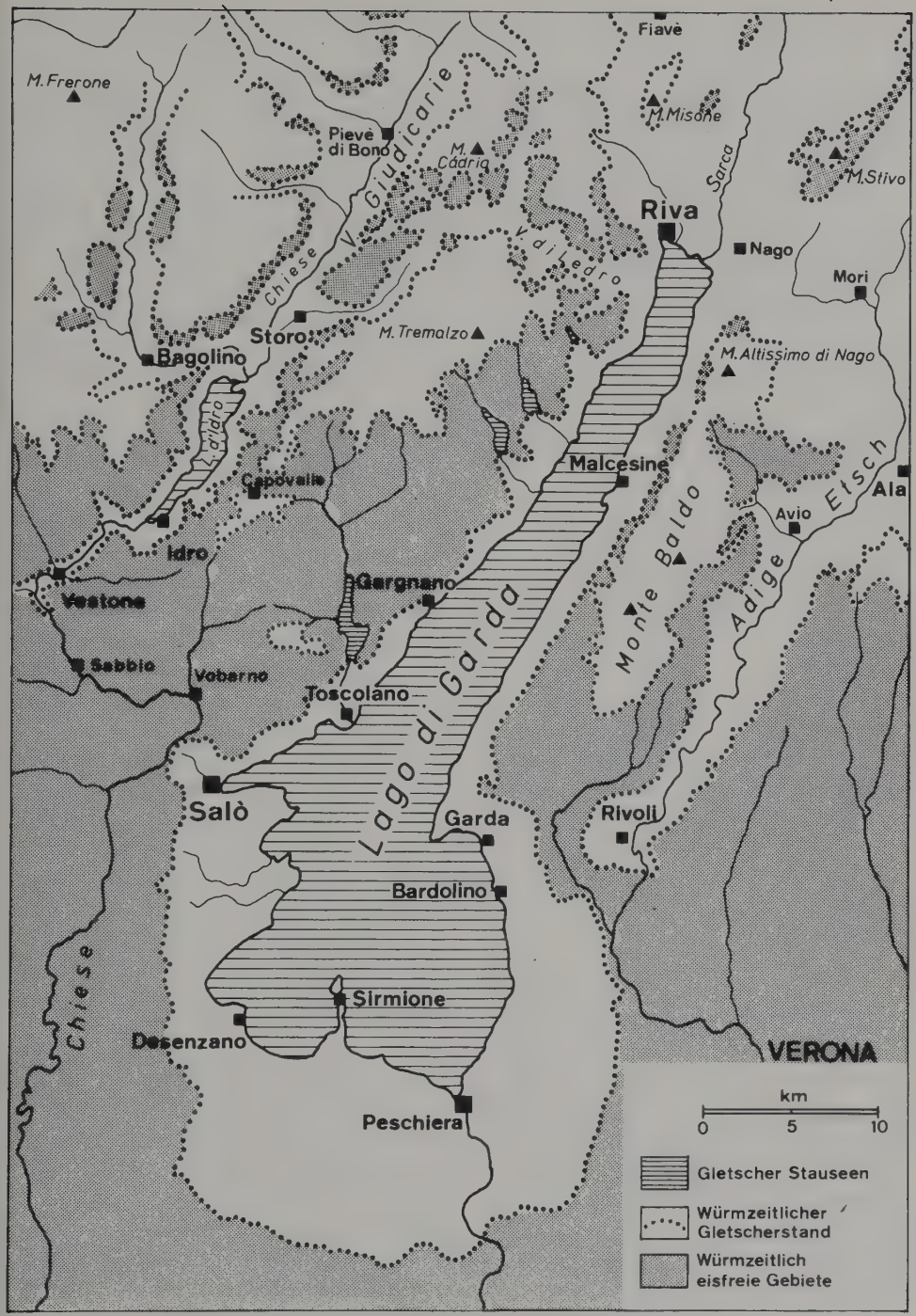


Fig. 111 Das würmzeitliche Etsch-System mit Chiese-Gletscher und Gardasee-Lappen. Teilweise nach K. A. Habbe, 1969.

Im Konfluenz-Bereich mit dem Sarca/Etsch-Eis haben sich bei Nago eindrucksvolle Gletschermühlen ausgebildet.
Noch im frühen Spätwürm drang von Mori eine Zunge des Etsch-Gletschers ins Becken von Lóppia gegen Nago vor. Durch den Bergsturz von S. Giovanni wurden Teile der Stirnmoräne und des ehemaligen Zungenbeckens überschüttet.
Im nächsten Abschmelz-Stadium ist der von der Presanella- und von der Brenta-Gruppe durch Val di Sole und Nonstal/V. di Non zustoßende *Noce-Gletscher* (S. 231) bereits selbständig geworden und endete an der Talenge oberhalb von Mezzolombardo. Der Etsch-Gletscher reichte bis gegen Auer/Ora, nachdem er bei Bozen/Bolzano *Talfer-* und *Eisack/Isarco-Gletscher* und aus den westlichen Dolomiten, vom Rosengarten/Catinaccio (2981 m) und Latemar (2846 m), den Eggen-Gletscher aufgenommen hatte (S. 246).
Im nächsten spätwürmzeitlichen Stadium blieben Talfer-, Eisack- und das von den westlichen Dolomiten abfließende Eis in den Seitentälern zurück (S. 237, 246 und 249ff.).

Die spät- und postglaziale Vegetationsgeschichte des Gardasee-Gebietes

Vom S-Ende des Gardasees haben bereits G. Andersson (1910) und P. Keller (1931) eine Anzahl von Torfmooren, die teilweise schon um 1870 und besonders im 1. Weltkrieg abgebaut worden sind, untersucht und versucht die Vegetationsgeschichte zu rekonstruieren. Andersson hat vorab aus dem Torfmoor von Polada zwischen Desenzano und Lonato, in dem ein neolithisches Pfahlbaudorf freigelegt worden ist, zahlreiche Großreste bearbeitet. Dabei fand er zu unterst nur *Betula*, vereinzelte *Potamogeton*-Früchte und *Chara*-Oogonien. Aus basalen Schneckenmergeln, Seekreide und Gyttja bestimmte er *Pinus silvestris*: Rinde und Nadeln, *Betula*: Früchte, *Tilia:* Reste einer Frucht, *Salix:* Blätter, Früchte, *Cladium mariscus*: Früchte, *Najas flexilis* und *N. marina* sowie reichlich Chara-Oogonien, nur selten *Nymphaea alba* und *Nuphar luteum*.
Reichliche Reste konnte Andersson aus der Zeit des Eichenmischwaldes nachweisen: *Quercus robur* als vorherrschenden Baum: Pfähle der Bauten, Früchte, sodann *Tilia platyphyllos:* Früchte, Holz, *Fagus silvatica:* Früchte, *Alnus glutinosa:* Holz, Früchte, Fruchtkätzchen, *Betula:* Holz, *Corylus avellana:* zahlreiche Nüsse, *Sorbus:* Früchte, *Frangula alnus:* Samen, *Salix:* Blätter, *Cornus mas* und *C. sanguinea:* zahlreiche Früchte, *Vitis vinifera:* Samen, sowie zahlreiche Sumpf- und Wasserpflanzen: *Cladium mariscus, Najas marina, Nyphaea alba, Nuphar luteum, Trapa natans* mit großem Formenreichtum, *Carex:* zahlreiche Früchte und *Menyanthes trifoliata:* Samen.
In den von Keller (1931) am S-Ende des Gardasees erbohrten Moorprofilen zeigte sich eine gute pollenanalytische Übereinstimmung mit den Großresten. Insbesondere dürften am S-Alpenrand die würmzeitlichen Gletscher wenn nicht gerade in einen Wald, so doch in eine lockere Baumtundra vorgestoßen sein. Ebenso dürfte die Ausbreitung der Buche und das Auftreten der Edelkastanie um den Gardasee, in der Val Camónica, im Varesotto und im Mendrisiotto bereits in die Bronzezeit fallen.
Durch die Untersuchungen von H. J. Beug (1964, 1965); Beug & F. Firbas (1961) und J. Grüger (1968) konnten die noch aus der Pionierzeit der Pollenanalyse stammenden Resultate von P. Keller (1931) und G. Dalla Fior (1932, 1933, 1935, 1940) zur Vegetationsgeschichte des Gardasee-Gebietes erweitert und präzisiert werden.
Im Profil *Saltarino* (194 m) im südwestlichen Würm-Endmoränengebiet des Gardasees beginnt die Vegetationsgeschichte nach J. Grüger in 4,10 m Tiefe in von Sand und Kies

durchsetzten Tonen mit über 50% Nichtbaumpollen. Zunächst dominieren Gramineen, dann *Artemisia*. Reich vertreten sind *Helianthemum*, *Plantago*, Chenopodiaceen, Cruciferen und Compositen, *Thalictrum*, *Rumex* und Rubiaceen. Nachgewiesen sind ferner *Centaurea scabiosa* – Flockenblume, *Gypsophila* – Gipskraut, *Parnassia* – Studentenröschen, *Dryas* und *Onobrychis* – Esparsette. Unter den Baumpollen herrscht zunächst – wohl als Fernflug – *Pinus*, dann, bis 31% ansteigend, *Juniperus* vor. *Hippophaë* und *Ephedra* stellen sich ein. *Betula* steigt kurzfristig auf 12% an, was, zusammen mit *Larix*, auf einen ersten Baumwuchs am Gardasee hinweist.

Ein Abfall von *Betula* und *Juniperus*, ein Anstieg der Nichtbaumpollen, die geringere Pollendichte und eine Sandeinschwemmung sprechen für einen Klimarückschlag.

Dann erreicht *Juniperus* mit 37% kurzfristig den höchsten Wert. Dessen Abfall, der Anstieg von *Pinus* auf 60% und von *Betula* auf 20% sowie die niedrigen Werte von *Artemisia* deuten auf – wohl Bölling-zeitliche – Föhren-Birkenwälder.

Um 3,70 m fallen *Pinus* und *Betula* zurück; *Juniperus* und *Artemisia* steigen kräftig an. *Larix*, *Hippophaë*, *Ephedra* und die lichtliebenden Pflanzen – *Helianthemum*, *Plantago*, Chenopodiaceen, *Centaurea*, *Polygonum* und *Gypsophila* stellen sich wieder ein. Dann steigt *Pinus* auf über 70%; *Juniperus* und *Artemisia* fallen zurück. Mit abnehmendem *Pinus*-Anteil gewinnt *Betula* an Bedeutung; erst zögernd, dann rascher, steigt *Quercus* auf 20% und *Ulmus* auf knapp 5% an. *Alnus*, *Salix* und *Picea* treten durchgehend auf. *Artemisia* und Gramineen sind andauernd recht häufig. Neben *Sparganium* – Igelkolben – treten *Typha* – Rohrkolben, *Potamogeton* – Laichkraut – und *Myriophyllum* – Tausendblatt – stärker hervor. Dieser wärmere Abschnitt bekundet wohl das Alleröd.

In 3,10 m Tiefe fallen die Vertreter des Eichenmischwaldes zurück; *Betula* wird mit über 25% dominant. *Pinus* bewegt sich um 15%, wobei *P. cembra* an Bedeutung gewinnt. Ebenso sind die Nichtbaumpollen, vorab *Artemisia*, Chenopodiaceen, *Thalictrum* und Umbelliferen, wieder reicher zugegen, was auf eine Auflockerung der Wälder schließen läßt. Die hohen Eichenmischwald-Werte deuten auf einen waldsteppenartigen Vegetationscharakter. Es scheint, als ob der Wald in den Tieflagen des südlichen Alpenrandes im Bereich einer klimatisch bedingten Trockengrenze lag.

In 2,30 m erreicht der Eichenmischwald 50%; später steigt auch *Corylus* kräftig an. *Artemisia*, *Betula* und *Juniperus* fallen zurück.

Mit zunehmender Verlandung, an der auch *Najas* – Nixenkraut, *Utricularia* – Wasserschlauch, *Nymphaea* – Seerose, *Myriophyllum*, *Lythrum* – Weiderich – und *Mentha* – Minze – beteiligt waren, bildete sich ein *Cladium*-Ried. Darüber folgt ein Cyperaceen-Torf mit stark zersetzten Pollen.

In den glazialen Tonen des Gletscherstausees von *Fiavè* (655 m) in den nördlichen Judikarien begann die Vegetationsentwicklung in über 10 m Tiefe bei hohen Nichtbaumpollen-Werten (68–37%) mit Chenopodiaceen, wenig Gramineen und *Artemisia*. Mit dem Rückgang der *Pinus*-Werte setzt mit über 22% *Juniperus* die lokale Pollenproduktion ein. Zugleich stellen sich *Ephedra*, *Hippophaë* und lichtliebende Arten ein. Der Anstieg von *Pinus* auf nahezu 50%, von *Betula* auf 8%, Früchte von Baumbirken sowie der Rückgang der Nichtbaumpollen, vor allem der Gramineen und von *Artemisia*, belegen das Hochkommen einzelner Bäume bis an den oberen Gardasee. Selbst um Fiavè hatten sich *Juniperus*, *Ephedra*, *Hippophaë* und an günstigen Standorten Baumbirken angesiedelt. Ein Anstieg der Nichtbaumpollen gegen 48% und ein Zurückfallen von *Pinus* auf 34% bekunden auch in den Judikarien einen Präbölling-zeitlichen Klimarückschlag.

Das Einsetzen eines günstigeren Klimas spiegelt sich in 8,5 m in einem Wechsel zu

Fig. 112 Der W-Abhang des zentralen Monte Baldo (2218 m) mit Karen, Erosionstrichtern und Schuttfächern in den Gardasee. Auf halber Höhe läßt sich als Stufe die Längsstörung Lumini-Prada-Malcésine erkennen. Links die markante Abrißlinie der Sackungsmasse von Cassone.

Fig. 113 Die Karsthochfläche des Monte Baldo mit Dolinen, bei der Baita di Gola Lunga. In der Tiefe der südliche Gardasee mit dem Kap von S. Vigilio, Garda und Bardolino.
Photo: Dott. U. Sauro, Padova.

Aus: U. Sauro (1981).

Fig. 114 Das bruchbedingte Erosionsfenster der Bocca di Navene, das den M. Baldo vom M. Altissimo di Nago (2078 m) trennt. Im Hintergrund der sich auffächernde südliche Gardasee.
Fig. 112 und 114: Prof. G. Corrà, Verona. Aus: G. Corrà (1981).

Fig. 115 In einer Karstsenke der Valfredda auf 1300 m gelegenes Torfmoor mit *Eriophorum scheuchzeri*, das sonst nur über der Waldgrenze auftritt, umgeben von Weiden mit *Cynosurus cristatus*.
Aus: R. Gerdol, F. Pedrotti & F. Piccoli (1981).

organischerem Sediment, einem Anstieg der Pollendichte und einem Abfall der Nichtbaumpollen wider. Auf einen markanten *Betula*-Gipfel folgt ein *Pinus*-Anstieg bis auf 68%; zugleich fällt *Juniperus* zurück. Erste *Larix*-Pollen und eine geschlossene *Quercus*-Kurve stellen sich ein. Umgekehrt liegen die Nichtbaumpollen- und die *Artemisia*-Werte so niedrig, daß die Bewaldung bis auf über 650 m Höhe vorgerückt sein muß. Dann steigen Nichtbaumpollen, *Artemisia*- und *Betula*-Werte erneut an. *Larix* und *Pinus* sind durch Nadeln belegt. *Pinus* fällt zurück, was auf Lichtungen der Wälder hindeutet. Mit fast 75% erreicht *Pinus* in 8,15 m den höchsten Wert. Damals haben sich in den Judikarien Föhrenwälder mit Birken und reichlich Lärchen entfaltet. Die Eichenmischwald-Werte steigen auf über 7%, doch ist noch keine der Arten bis Fiavè vorgedrungen. Neben *Corylus* setzt *Quercus ilex* – Steineiche – ein, was, zusammen mit den Funden am Lago di Ledro (Beug, 1964), auf ihr Vorkommen an geeigneten Standorten hinweist. Erneut steigen die Nichtbaumpollen bis gegen 33%, *Artemisia* auf über 10% an. Gleichzeitig fallen die Eichenmischwald-Werte, *Corylus* und *Pinus*; *Betula* steigt nochmals an; auch *Ephedra* wird wieder häufiger. Neben aufgelichteten, Lärchen-reichen Birken-Föhrenwäldern entfalteten sich über der abgesunkenen Waldgrenze krautreiche Pflanzengesellschaften. Mit den rückläufigen Eichenmischwald-Werten bekunden sie einen Klimarückschlag, der sich bis in die Tieflagen des Gardasees auswirkte.

Dann, in 7,4 m, treten die Kräuter sowie *Artemisia* und *Betula* wieder zurück; der Eichenmischwald und *Pinus* nehmen zu. Erneut erscheinen mediterrane Arten: *Quercus ilex* und *Fraxinus ornus* – Blumen-Esche. Im Eichenmischwald herrscht *Quercus* vor. Dann breitet sich vermehrt *Corylus* aus. *Phillyrea* – Steinlinde, *Ostrya*, *Pistacia*, *Buxus*, *Cornus sanguinea* – Hornstrauch, *Lonicera*, *Viburnum opulus* – Schneeball, *Vitis*, *Anthericum* – Graslilie, *Hedera* und Ericaceen wandern ein. Unter den Sumpf- und Wasserpflanzen stellen sich *Cladium und Najas* ein.

Im Profil *Bondone* (1550 m) SW von Trento, dessen Areal vom Etsch-Eis erreicht (A. Penck, 1909) und noch im Hochwürm von Eis vom Palone (2091 m) und vom Cornetto (2179 m) unterstützt wurde, beginnt die Vegetationsentwicklung in 8 m Tiefe mit hohen Nichtbaumpollen-Anteilen (bis 64%), davon *Artemisia* (bis 50%), Chenopodiaceen und Gramineen, Cruciferen, *Helianthemum*, *Plantago*, *Cerinthe glabra* – Wachsblume – sowie *Ephedra*, *Hippophaë* und *Juniperus*. Mit ihrem Rückgang steigen die *Pinus*-Werte an. Da jedoch das Sediment neben Tonen reichlich Grobsand enthält, ist zunächst noch ein hoher Anteil ferntransportiert. Von 7 m Tiefe an belegen Großreste von *Salix herbacea* – Kraut-Weide, *Armeria alpina* – Grasnelke – und *Saxifraga oppositifolia* – Gegenblättriger Steinbrech – Schneetälchen- und Pionier-Gesellschaften. In 6,3 m fanden sich *Betula*-Früchtchen und ein Same von *Pinus silvestris*, die aber noch immer aus tieferen Lagen eingeweht sein können. Hohe Seggen-Anteile, *Menyanthes* – Fieberklee, *Stellaria palustris* – Sumpf-Sternmiere, *Comarum* – Blutauge, wohl auch *Urtica* – Brennessel – und *Filipendula* – Spierstaude, deuten auf stärkere Verlandung des Sees, der von *Chara*, *Myriophyllum* und *Potamogeton (P. natans* und *P. praelongus)* besiedelt war. Erst das regelmäßige Vorkommen von *Larix* – Pollen und Nadeln – sprechen für einen Anstieg der Waldgrenze gegen 1500 m. Eine ^{14}C-Datierung in 5,2 m Tiefe ergab 9580 ± 135 Jahre v. Chr. Mit dem Auftreten von Braunmoostorf häufen sich die Vertreter der Flachmoor- und Hochstauden-Gesellschaften: *Parnassia*, *Menyanthes*, *Comarum*, *Sanguisorba* – Wiesenknopf, *Valeriana* – Baldrian – und *Trollius*.

Ein erneutes Ansteigen der Nichtbaumpollen, von *Artemisia*, Chenopodiaceen, *Ephedra* und *Juniperus*, und der Rückgang von *Pinus* und *Tilia*, der *Larix*-Nadeln und das Aus-

bleiben von *Quercus ilex* sprechen für einen klimatisch bedingten Abfall der Waldgrenze. Dann, in 4,4 m Tiefe, erreicht die Bewaldung endgültig die Höhe von Bondone. Die Nichtbaumpollen gehen zurück. *Pinus*-Vormacht mit hohen *Larix*-Werten, eine Zunahme des Eichenmischwaldes, das Wiederauftreten von *Quercus ilex*, das Erscheinen von Ericaceen, von *Hedera* – Efeu, *Daphne* – Seidelbast – und *Lilium* belegen – zusammen mit einem ^{14}C-Datum von 7980 ± 135 Jahren v. Chr. – das Präboreal.
Am *Lago di Ledro* (655 m) E von Riva wurden nach Beug (1964) die spätglazialen Grasheiden bereits im Bölling-Interstadial von den ersten Baumbirken und Lärchen erreicht, aber erst im frühen Alleröd von *Pinus mugo* und vor allem von *P. silvestris* verdrängt. Über mehrere Jahrtausende vermochte sich im Ledro-Tal ein Föhrenwald zu behaupten. An seiner Obergrenze stellten sich reichlich Lärchen ein. Bereits im frühen Holozän wanderten *Picea* und *Abies*, später auch *Fagus* ein. Neben den schon im Alleröd bis an den Gardasee vorgedrungenen sommergrünen Eichen und Ulmen siedelten sich an sonnigen Lagen mediterrane Einwanderer an: *Quercus ilex*, *Pistacia* und *Ostrya*.
Bereits früh erreichte der Eichenmischwald das Ledro-Tal; am Monte Baldo stieg er bis auf 900 m empor (Beug & Firbas, 1961). Dadurch büßte der Föhrenwald bis Ende des Boreals einen Großteil seines Areals ein. Mit der Ausbreitung von *Picea* und *Abies* wurden die noch verbleibenden Teile stärker durchdrungen und nach und nach verdrängt. Ebenso durchsetzten die beiden Nadelbäume die hochgelegenen Ulmen- und Linden-reichen Bereiche des Eichenmischwaldes, während die tieferen mehr und mehr von der Ausbreitung des submediterranen Flaumeichenwaldes beeinträchtigt wurden; doch haben sich Relikte des Föhren- und des Eichenmischwaldes bis heute erhalten.
Im Jüngeren Atlantikum haben sich *Fagus* und – im untersten Bergwald – *Carpinus* ausgebreitet. Mit *Taxus* sind sie im subborealen Klimarückgang gefördert worden.
Früh sind *Phillyrea*, *Pistacia*, *Ostrya* und *Fraxinus ornus*, später *Cotinus coccygria* – Perückenstrauch – und *Celtis* – Zürgelbaum – in den Flaumeichenwald eingewandert.
Seit 800–600 v. Chr. zeichnet sich der menschliche Einfluß ab. Der Flaumeichenwald und der unterste Teil des Buchen-Gürtels wurden allmählich in einen Niederwald mit *Quercus pubescens*, *Ostrya* und *Corylus* umgewandelt. Ebenso haben die eingeführten Fruchtbäume: *Castanea*, *Juglans* und *Olea* das ursprüngliche Vegetationsbild verändert. Nur *Quercus ilex* und *Phillyrea* wurden an ihren felsigen Standorten kaum beeinträchtigt.

Zur Ur- und Frühgeschichte des Gardasees

Spuren menschlicher Besiedlung reichen um den Passo di S. Valentino bei Madonna della Neve und bei S. Zeno bis ins Paläolithikum zurück (G. Chilidonio, 1980; B. Bagolini & D. Nisi, 1981). Mesolithische Siedler sind von Fontana de la Teia belegt (Bagolini, 1976a, Bagolini & Nisi, 1981). Neolithische Funde sind vor allem von Garda sowie von Rivoli-Castelnovo bekannt. Reichhaltiger sind die Dokumente aus der Kupfer- und aus der Bronzezeit. Neben denen von Lago di Ledro (Bd. 1, S. 245f., Bd. 3, S. 216ff.), waren damals vor allem die Moränenbereiche am S-Ende des Gardasees besiedelt. Reste sind in Bor di Pacengo, Peschiera, Mincio, Polada und Solferino gefunden worden. Dort hat sich die Polada-Kultur, nach Polada, einem Moor 2 km E von Lonato, mit ihren charakteristischen Keramiken entfaltet (A. Aspes & L. Fasani, 1968). Am 1458 trocken gelegten Lago Lucone bei Polpenazze wurde eine Piroge, ein Einbaum mit Plankenaufsatz, freigelegt.

Felszeichnungen sind vom S-Ende der Kette des Monte Baldo von S. Vigilio, Castelletto und Canale bekannt geworden (E. Anati, 1974; B. Bagolini, 1974; Bagolini & D. Nisi, 1976, 1981). Nach ligurischen und venetischen Stämmen siedelten Etrusker im Gardasee-Gebiet, was die in Tremósine-Voltino aufgefundene Inschrift bezeugt.
Im 4. vorchristlichen Jahrhundert ließen sich zunächst Gallier am Bonaco – was See der Halbinseln bedeuten soll – und später die Römer am Lacus Benacus nieder. Neben der Stadt Benacus, die wohl durch eine Überschwemmung des Toscolano zerstört worden ist, bekunden zahlreiche Funde die Besiedlung der Ufer. In Gargnano sind römische Grabsteine gefunden worden. Reiche Funde stammen auch von Salodium – Salò, Desenzano, Rivoltella – ad Flexum – und Columbare. Die Halbinsel Sirmio – Sirmione – ist außer den bereits damals gefaßten Schwefelthermen durch eine Villa mit ältesten Fresken aus dem späten 1. Jahrhundert v. Chr. bekannt geworden (G. Tosi, 1975; L. Pauli, 1980). Am E-Ufer lagen Arilica – Peschiera del Garda, Lasitium – Lazise, Bardolino und Castrum Turrium – Torri del Benaco, am N-Ende der vicus Ripa – Riva.
Zur Römerzeit reichte das N-Ufer des Gardasees E des Monte Brione noch bis Arco, das im 5. Jahrhundert von den Goten besetzt wurde.
Vom Lago d'Idro – Lacus Eridius, der damals noch bis Storo an der Mündung der Valle d'Ámpola reichte und durch die Schuttfächer aus diesem Tal und durch denjenigen des Cáffaro zugeschüttet wurde (S. 222), bestanden Verbindungen über Storo, das bereits von den Galliern und später von den Römern besiedelt worden ist, einerseits durch die Val di Ledro nach Riva, anderseits durch die Judikarien über Tione–Sténico nach Trento. In Sténico reicht das Schloß bis an die Wende des 12./13. Jahrhunderts zurück.
Neben dem zuweilen durch Felsstürze und Hochwasser gefährdeten Durchgang durchs enge untere Etschtal, die Berner Klause (R. Hartner-Seberich, 1956), führte bereits damals eine Höhenstraße aus dem unteren Etschtal längs des W-Hanges des Monte Baldo an den südlichen Gardasee. Ihr folgte teilweise auch die Campiona, die über Bretina – Brentonico – nach Trient führte (S. 240).
Mehrere romanische Kirchlein am Monte Baldo reichen bis ins 7. Jahrhundert zurück (M. Marangoni, 1981). In frühchristlicher Zeit gründeten Langobarden in Sirmione, wo bereits 4 Kirchen bestanden, zwei Klöster. Sant'Ambrogio di Valpolicella an den Monti Lessini reicht bis ins 7., Cisano und Garda am E-Ufer ins 8., Bardino ins 9. und das Kloster Maguzzano SW des Sees bis ins 10. Jahrhundert zurück.

Die Pfahlbau-Siedlung am Lago di Ledro

In einer Bucht am NE-Ufer des Lago di Ledro waren aus dem Wasser ragende Pfahlreihen längst bekannt. Als der Spiegel des für die Energiegewinnung angezapften Sees 1929 abgesenkt wurde, traten das ganze über 4500 m² große und rund 10000 Pfähle umfassende Pfahlbau-Areal sowie zahllose vorgeschichtliche Gebrauchsgüter, vorab Töpferwaren, zutage (Bd. 1, S. 245 f.). Dabei fuhren tiefere, bereits zur Siedlungszeit abgeglittene Bereiche weiter ab. Sie konnten erst 1967 bei einer weiteren Absenkung geborgen werden. Die Kulturen von Ledro begannen im ausgehenden Neolithikum. Die Haupt-Siedlungsphase fällt in die Bronzezeit zwischen 2000–1800 und 1500–1200 v. Chr.; P. Laviosa Zambotti (1942) stuft diese Kultur in die fortgeschrittene Bronzezeit bis in die beginnende Eisenzeit ein, J. Rageth, (1975) in die frühe bis mittlere Bronzezeit, was auch mit den ^{14}C-Daten 1692 ± 36 und 1709 ± 66 v. Chr. übereinstimmt.

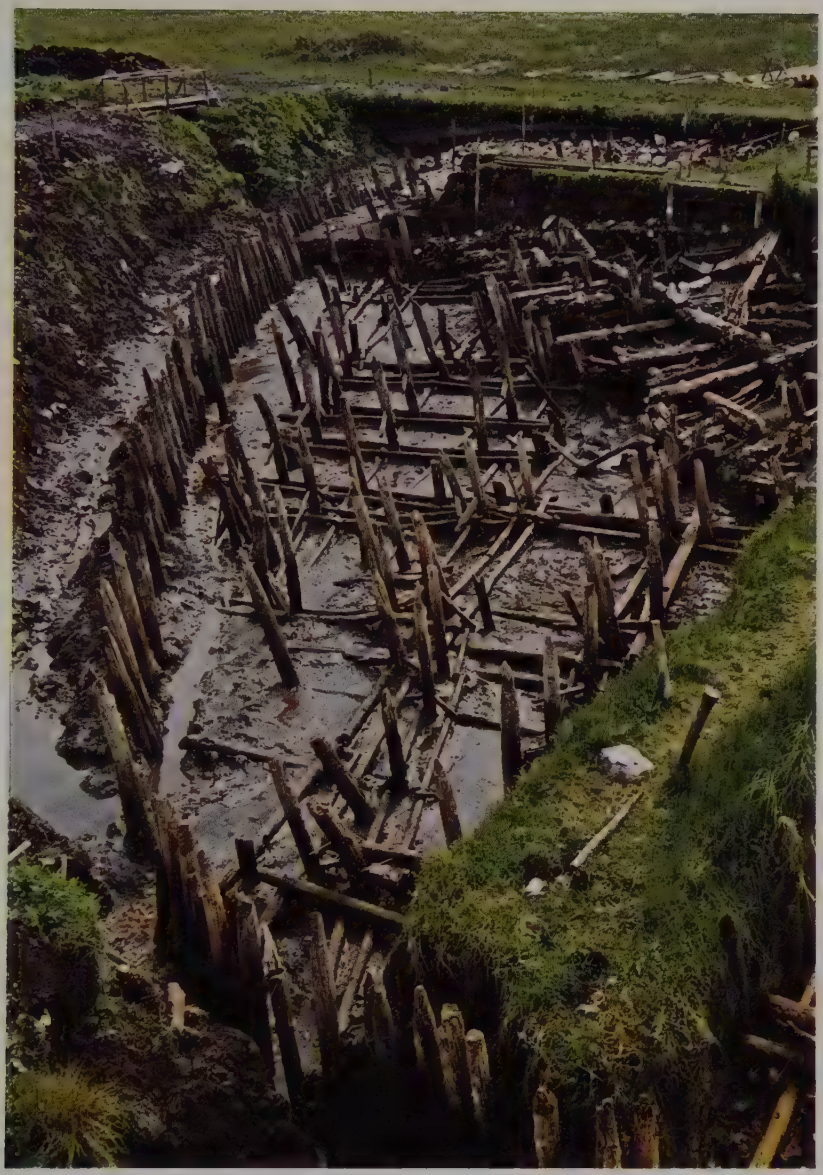


Fig. 116 Ausgrabungen in der bronzezeitlichen Pfahlbau-Siedlung von Carera di Fiavé (Trentino). Photo: R. Perini, Naturhistorisches Museum Trento.

Weitere Pfahlbau-Siedlungen wurden bei Fiavè im Lomaso im Torfgebiet des ehemaligen Lago Carera (Bd. 1, S. 245) sowie in jenem von Sam bei La Faida auf der Hochebene von Pinè bekannt. Dort wurden noch in 15 m Tiefe Gegenstände – ein hölzerner Weberkamm, Pfeilspitzen aus Silex und Holzgebälk – gefunden.

Im Bereich der Siedlung im Lago di Ledro fanden sich Linsen von Süßwassermuscheln – *Sphaerium corneum* und *Anodonta mutabilis*. Ob sie als Nahrung dienten? Über die

Säuger, die gehalten oder gejagt wurden, vermitteln Knochenfunde Aufschluß: Hund, Bär – mit durchlochtem Unterkiefer –, Haus- und Wildschwein sowie Hirsch; dagegen war das Reh nur selten vertreten. Den Hauptanteil bildeten die Horntiere: Schaf, Ziege und Rind, eine Zwergform – *Bos taurus brachycerus* Rütim.
Da Schädel und Röhrenknochen meist zertrümmert sind, haben auch Hirn und Knochenmark als Nahrung gedient. Dagegen fehlen Fischreste und Angelgeräte.
An Pflanzenresten sind Korn – *Triticum monococcum* und *T. dicoccum*, Einkorn und Emmer – Gerste, Hirse, Hasel, Buche, Eichen – *Quercus robur*, *Qu. ilex* und *Qu. cerris* – Erdbeere, Rosen, Himbeere, *Pyrus*, Linde, Rebe, reichlich Kornelkirsche – *Cornus mas* – und *Sambucus* – Holunder – nachgewiesen.
Die beiden Schädel, die im Lago di Ledro gefunden worden sind, stammen – da Bestattungsfunde fehlen – wohl von Ertrunkenen. Sie bestätigen das Vorherrschen der Langschädel, wie sie bei bronzezeitlichen Pfahlbau-Siedlern der Schweiz bekannt geworden sind. In Fiavè ergab sich eine durchschnittliche Körpergröße von 156 cm. Aus dem Fehlen von Gräbern wird auf Brandbestattung geschlossen. Ob dabei die Asche dem Wind übergeben wurde, wie dies noch heute bei indischen Stämmen Sitte ist? Jedenfalls dürfte die in oberitalienischen Pfahlbau-Siedlungen gefundene, aus Indien stammende Weizenart *Triticum sphaerococcum*, die nur noch im Pundschab, in Zentral-Indien und in Persien angebaut wird, auf Beziehungen zum Osten hindeuten.

Der Chiese-Gletscher

Von Gardone NE von Salò verläuft eine rißzeitliche Seitenmoräne des Gardasee-Lappens des Etsch-Gletschers gegen SW, gegen Gavardo am Chiese. Sie versperrte dem Chiese den früheren Zufluß zum Gardasee und wies ihm und den randglazialen Schmelzwässern des Gardasee-Lappens den Weg gegen SW in die Po-Ebene. Die seither erfolgte Eintiefung beträgt nur gut 10 m.
Bereits wenig hinter Vobarno lag – belegt durch Terrassenreste und Erratiker, die weiter Chiese-aufwärts fast den ganzen Talboden einnehmen – die Zunge des *rißzeitlichen Chiese-Gletschers*. In die höchsten Quelläste der bei Vobarno mündenden Valle d'Agna hingen in der Riß-Eiszeit und in den Würm-Höchstständen bescheidene Gletscher herab. In dem durch Brüche tektonisch vorgezeichneten unteren Chiese-Tal lassen sich jedoch nirgends Stirnmoränen beobachten (A. Penck, 1909; I. Zaina, 1958).
Oberhalb des Engnisses zwischen Vobarno und Sabbio, offenbar einer rißzeitlichen Mündungsschlucht, stellen sich wiederum Terrassenschotter mit einem rotbraunen Paläoboden ein. Die Schotter werden talauf im höheren Teil grobblockiger und gehen bei Sabbio in Moräne über. Von SW schiebt sich ein überschliffener Felsriegel vor.
S von Sabbio steigt der Talrand um rund 70 m zu einer höheren, von einem rötlichbraunen Paläoboden bedeckten Terrasse von verbackener Nagelfluh an. Ihre Gerölle bestehen vorwiegend aus Kalken und selten aus Porphyren. In den liegenden Tonen hat Penck im untersten Vrenda-Tal eine warmzeitliche Schneckenfauna gefunden.
Bei Barghe verrät ein weiterer Terrassenrest die Nähe einer jüngeren Randlage des ehemaligen Chiese-Gletschers. SE des nächsten Engnisses stellen sich erneut zahlreiche Erratiker und W des Chiese, wie auch bei Nozza, Rundhöcker ein. Terrassenreste im Tal der Nozza – höhere bei Casto um 460 m und tiefere mit einer Oberkante um 360 m W von Nozza – deuten auf riß- und würmzeitliche (?) Eisrandstauseen.

Die grobgerölligen Schotter mit gerundeten Erratikern deutete schon PENCK als Ausbruchsgut eines Gletscher-Stausees. Nach ZAINA bestehen die Komponenten aus Tonaliten von der E- und der S-Seite des Adamello, roten permischen Sandsteinen und Porphyren aus dem Einzugsgebiet des Chiese und des Cáffaro, Gneisen und Glimmerschiefern aus dem Trompia-Aufbruch, der E bis Bagolino reicht, und kleinen Stücken von Hauptdolomit von der E-Seite der Judikarien und dem Becken von Idro. Talauswärts kommen Anteile von Porphyriten und von weiteren triasischen Gesteinen sowie von liasischen Kalken hinzu.

Vom Chiese-Knie bei der Mündung des Nozza-Tales drang zur Zeit der Maximalstände Chiese-Eis W des Monte Poffe (860 m) über die Wasserscheide der Crocetta (516 m) gegen Bione vor. Ein weiterer Lappen stieß von Barghe SE des M. Poffe gegen Odolo vor und ein letzter wandte sich von Sabbio gegen S. Durch das Vorstoßen dieser Eislappen wurde den von der Kette Monte Prealba–Rocca Bernacco abfließenden Bächen sowie den Schmelzwässern dieser drei Lappen der direkte Abfluß ins Chiese-Tal verwehrt, so daß diese durch das Tal der Vrenda und des Rio del Bosco abflossen und erst E von Sabbio – im Höchststand gar erst durch das Tal des Torrente Preane – subglaziär ins Chiese-Tal münden konnten. Der Chiese-Gletscher reichte damals noch bis Travata, wo S. VENZO (1966 K) eine äußerste stirnnahe Moräne für eine rißzeitliche gedeutet hat. ZAINA betrachtete die Terrassen von Carpeneda als rißzeitlich, die um 30 m höhere Terrasse von Prada mit einer 3 m mächtigen rotbraunen Bodenbildung, die lokal durch Solifluktion(?) 7–8 m erreicht, als mindelzeitlich(?). Dagegen schreibt er die beiden Terrassen von Vobarno–Pompignino der Riß- und der Würm-Eiszeit zu.

Bei diesem weitesten Vorstoß dürfte auch das bisher als prä- oder interglazial betrachtete *Conglomerato di Sotto Castello* geschüttet worden sein, das im Höchststand überfahren und beim Eiszerfall von Schmelzwässern zu Terrassen zerschnitten worden ist.

Noch während dem ausgehenden Spätriß reichte das Chiese-Eis bis ins Tal der Vrenda, in dem noch ein tieferer, wohl würmzeitlicher glazifluvialer Schotter angelagert und später ebenfalls wieder zerschnitten worden ist.

In den Judikarien endete der würmzeitliche Chiese-Gletscher, wie schon C. BONOMINI (1925) annahm, in der Klus SE von Vestone. Entsprechend sind auch die glazifluvialen Ablagerungen in der Val Sabbia, die er noch für mindelzeitliche Moränen gehalten hat, wohl rißzeitlich (ZAINA, 1958).

Die Terrassenreste mit Riesenblöcken vor Vestone sind als Eisrand-Relikte eines weiteren würmzeitlichen Gletschervorstoßes zu deuten. Dieser wird belegt durch zu einer Stirn abfallende Wälle vor der von E mündenden Valle di Gorgone und vor dem von NNW zufließenden Degnone sowie durch das dahinter in der Val Sabbia liegende Zungenbecken, das von Moräne mit Erratikern ausgekleidet wird. Talaufwärts ist das Abschmelzen des Eises durch die Ausbildung von Terrassenfolgen eindrücklich zu erkennen.

Bei Lavenone erhielt der Chiese-Gletscher durch das von der Corna Blanca (2006 m) zufließende Abbióccolo-Eis einen letzten Zuschuß. Zugleich stellen sich, wie am SW-Ende des Lago d'Idro, weitere Eisstände ein, die durch Stirnmoränenreste und am Lago d'Idro außerdem durch Rundhöcker und einen hohen Terrassenrest belegt werden (A. PASA in M. CADROBBI et al., 1948 K).

Der noch 120 m tiefe Lago d'Idro mit einer Spiegelhöhe von 368 m, die Val Sabbia, die Chiese-Talung zwischen Nozza und Lavenone, ihre nordöstliche Fortsetzung und die NE des Sees anschließende Val Giudicarie liegen im Bereich der Judikarien-Störung, einem System NE–SW verlaufender Blattverschiebungen (Fig. 117). In der untersten V. Giu-

Fig. 117 Längs der Judikarien-Störung hat der Chiese-Gletscher mit seinen Zuschüssen bei mehrmaligen Vorstößen die Talung des Lago d'Idro ausgeräumt. Der nach dem Zurückschmelzen entstandene See reichte zunächst bis an die Mündung der Valle Ampola. Durch die Schuttmassen von Chiese, Torrente Palvico, Rio Valle und Fiume Cáffaro wurde dessen NE-Ufer über 5 km gegen SW verlegt. Im Hintergrund die Brenta-Gruppe. Luftaufnahme: Conc. S. M. A. 328 – Fot. 017113.

dicarie reichte das Chiese-Eis, wie höchste Tonalit-Blöcke E von Bondone belegen (Fig. 118), noch im Stadium von Vestone auf gut 880 m. Auch die beiden weiter NE gelegenen Verflachungen von Piola und von Nar um 900 m dürften diesen Eisstand bekunden. Damit lag damals im Lago d'Idro und in der untersten Val Giudicarie ein Eiskörper von über 600 m Mächtigkeit. Zahlreiche Tonalit-Erratiker liegen S von Bondone in der unteren Valle Setta, in die offenbar, wie in die übrigen Seitenäste der Talung des Lago d'Idro, Chiese-Eis eindrang und die Zuschüsse zurückstaute. Dadurch konnte

Fig. 118 Lago d'Idro mit der Mündung des Chiese und, auf der Terrasse, Baitoni und Bondone. Das würmzeitliche Chiese-Eis reichte bis auf die Terrasse über Bondone. Dahinter die Prosoli (1548 m), rechts die Valle Sella mit dem Monte Tremalzo (1975 m). Photo: P. Nievergelt, Zürich.

das *Setta-Eis* in den Höchstständen nur über den Tornone zufließen. Die Rundhöcker NE von Bondone zwischen 1030 und 1100 m dürften bei einem höheren, rißzeitlichen Eisstand modelliert worden sein. Damals flossen von der Alpo-Gruppe, die sich in der Cima Spessa bis auf 1820 m aufschwingt, bedeutendere Eismassen zu, während diese im Stadium von Vestone erst um 900 m den Chiese-Gletscher erreichten.

Bei Idro belegen ein seenaher Moränenwall und eine randliche Schmelzwasserrinne einen spätwürmzeitlichen Stand. Eisrandnahe Schotter mit Blöcken, darüber ein mächtiger Paläoboden und eine Moränendecke mit Erratikern bekunden einen älteren Eisstand.

Vom Lago d'Idro zum Passo S. Rocco (946 m) stellen sich auf verschiedenen Niveaus verkittete Schotter ein, die vom Chiese-Gletscher gestaut worden sind. Noch im Würm-Maximum floß eine Eiszunge über den Paß, was durch rundhöckerartige Überprägung und einsetzende Seitenmoränen belegt wird. Von den Talflanken, von der Costa di Stino und vom Monte Manós (1517 m) erhielt sie geringe Zuschüsse. Bereits beim Vorstoß und erneut beim Abschmelzen bildeten sich S von Capovalle-Vico zwischen Rundhökkern mehrere Stauterrassen (Fig. 119).

Auch auf der NW-Seite des L. d'Idro finden sich da und dort Schotterreste und verkittete Gehängeschutt-Brekzie, so an der Mündung der Val Fontana Fredda. Von S. Petronilla N von Anfo erwähnt dagegen schon A. Penck (1909) einen Wallmoränenrest auf 530 m, so daß damals die Eisoberfläche um 600 m gelegen haben dürfte.

Zur Riß-Eiszeit vermochte transfluierendes Chiese-Eis, wie höchste Rundhöcker belegen, noch den Toscolano-Gletscher zu erreichen, der W von Navazzo, im Mündungsbereich der Valle di Campiglio, sich mit dem in die unterste V. Toscolano eingedrungenen Gardasee-Lappen des Etsch-Gletschers vereinigte.

Fig. 119 Über den Transfluenzsattel von S. Rocco (946 m) ist noch im Würm-Maximum etwas Chiese-Eis nach Capovalle ins oberste Tal des Toscolano übergeflossen, was durch Seitenmoränen (Bildmitte gegen links und im Vordergrund) und durch Stauterrassen bei Capovalle-Vico (links) belegt wird.
Im Hintergrund der Monte Manós (1517 m), von dem ebenfalls noch Eis zugeflossen ist.

Im untersten Tal des mit dem Chiese in den Lago d'Idro mündenden *Cáffaro* zeichnen sich um Bagolino mehrere Eisstände ab: ein höchster NE und S von Bagolino um gut 1100 m, ein nächst tieferer auf gut 900 m. Dieser findet sich auch weiter talauswärts, bei Cerreto und bei Prise Vaghe. Ein noch tieferer, wiederum durch häufige Erratiker markierter Stand liegt bei Riccomassimo um gut 750 m. Er entspricht demjenigen im Dorf Bondone und damit wohl demjenigen außerhalb des SW-Endes des Lago d'Idro.
Noch im frühesten Spätwürm reichte der selbständig gewordene *Cáffaro-Gletscher* vom Cornone di Blumone (2843 m), vom Monte Listino (2750 m) und vom M. Frerone (2673 m) durch S-exponierte Täler über Bagolino bis in die Mündungsschlucht gegen die unterste Val Giudicarie. Zuvor waren auch Chiese- und Adanà-Gletscher bis unter den Riegel von Pieve di Bono zurückgeschmolzen und rückten, wie Seitenmoränenreste belegen, ebenfalls nochmals bis gegen 500 m herab vor.
Mit dem Abschmelzen des Eises in der untersten Val Giudicarie hatte sich der Lago d'Idro gebildet, der zunächst bis gegen Condino, später bis Storo reichte. Dabei wurde dessen NE-Ende durch die Schuttzufuhren des Chiese, des Pálvico und des Fiume Cáffaro sukzessive gegen SW verlegt. Noch in geschichtlicher Zeit trieben Chiese und Cáffaro ihr Delta um 2 km in den See vor.
Ein nächster spätwürmzeitlicher Stand des Cáffaro-Gletschers wird durch die Stauterrasse von Bagolino und stirnnahe Seitenmoränen S des Dorfes bekundet. NW von Bagolino gibt sich mit einer rechtsseitigen Stauterrasse um 850 m ein nächst jüngerer Stand

zu erkennen. Nach weiteren 2,5 km lösen sich in der Valle di Cáffaro stirnnahe Seitenmoränen von den Talflanken, die ein Zungenende um 900 m verraten. Durch Moränenschutt um gut 1000 m werden mündende Seitenbäche gegen S abgelenkt. In einem noch jüngeren Stand vereinigte sich, wie Rundhöcker und Moränen belegen, der von NW zufließende *Sanguinera-Gletscher* mit dem Cáffaro-Eis.
Ein deutlicher Moränenwall mit Abschmelzstaffeln löst sich NNE von Val Dorizza um 1250 m vom linken Talhang und bekundet ein Zungenende auf gut 1200 m. Nach weiteren 2 km quert ein Felsriegel auf knapp 1400 m das Tal.
Im jüngeren Spätwürm stirnten Cáffaro- und Laione-Gletscher nochmals im Talboden von Gaver auf gut 1500 m, was durch steil absteigende, lokal Felsrippen aufliegende stirnnahe Seitenmoränen, durch die Sanderfläche von Gaver und durch von E, vom M. Frerone abfallende Eiszungen mit mächtigen Sanderkegeln belegt wird. Die Anlage der obersten Valle di Cáffaro ist durch das Aufrichten der südalpinen Trias-Sedimente durch die Adamello-Intrusionen und durch eine Querklüftung vorgezeichnet. Ein jüngerer Stand zeichnet sich bei Montagna Blumone di mezzo in einer vom M. Bruffione (2665 m) bis auf 1650 m abgefallenen seitlichen Zunge und in vom Cornone di Blumone bis ins Tal niedergefahrenen Lawinen-Moränen ab. In der V. di Cáffaro selbst reichte die zeitlich entsprechende Zunge bis auf 1860 m herab. Auf 2050 m quert ein Glazialriegel das Tal, und oberhalb von Casinello di Blumone öffnet sich ein durch Rundhöcker gegliedertes Firnbecken (R. Malaroda, 1954 K). Holozäne Moränen verraten im Talschluß ein Zungenende um 2200 m, frührezente NE des Cornone di Blumone eines um 2300 m.
In der W der V. di Cáffaro gelegenen, in die V. di Sanguinera sich fortsetzenden *V. di Cadino* hat sich im jüngeren Spätwürm ein Gletscher vom M. Frerone erneut bis 1650 m herab vorgeschoben. Dabei empfing er noch Zuschüsse. Besonders am W-Fuß des M. Colombini (2151 m) hat sich ein breiter Moränenstreifen mit zahlreichen Schuttdolinen angehäuft. Offenbar brachen dort im vorangegangenen Interstadial ausgedehnte Schuttmassen nieder, die vom wieder neu gebildeten Eis zu Wällen zusammengestoßen wurden, wobei die Schmelzwässer subglaziär abflossen. Rückzugslagen dieses Stadiums lassen sich auf den Dossi di Cadino beobachten. Eine eindrückliche Rundhöcker-Landschaft hat sich im weiten Becken SSE des M. Frerone ausgebildet. Nächst jüngere Moränen sind SE und E des M. Cadino (2420 m) zu erkennen. Dabei lassen sich zwei Systeme beobachten: ein äußeres, teils durch Sackungen beeinflußtes bis auf 2100 m und ein markanteres inneres, das sich bis auf 2160 m herab verfolgen läßt. Analog haben sich auch auf der W-Seite der Creste di Laione (2392 m) zwei Moränensysteme ausgebildet. SW des südlichsten Gipfels wurde innerhalb eines Tonalit-Blockmoränenwalls eine innere, vorwiegend aus Marmorschutt bestehende Endmoräne geschüttet (Fig. 120).
Ein markantes Kar hat sich auf der NNE-Seite der Pale della Misa (2135 m) zwischen Val Cáffaro und V. di Cadino ausgebildet. In diesem lag bis ins jüngere Spätwürm ein Gletscher, der bis gegen 1700 m herabreichte. Bei einer Gleichgewichtslage um knapp 1900 m ergibt sich eine klimatische Schneegrenze um 2200 m, was aufgrund der Waldgrenze einer Depression um rund 700 m gegenüber heute gleichkommt.
An der Mündung der Val di Dáone in die untere V. Giudicarie reicht die Würm-Moräne des Chiese-Gletschers bis auf 1170 m; NE zeichnet sich ein späterer Stand durch mehrere Wallreste um knapp 1000 m ab. Im frühesten Spätwürm stand das Chiese-Eis am Taleingang noch um 750 m. Ein späteres, durch Moränen belegtes Zungenende lag bei Dáone um 600 m, ein nächstes unterhalb von Pramaggiore um 850 m. Jüngere Stände sind durch die Felsriegel von Pracul und von Manon um 950 m und um 1100 m gege-

Fig. 120 Stirnmoränen des ausgehenden und letzten Spätwürms S des Monte Frerone mit etwas verschiedenem Einzugsgebiet, unterschiedlichem petrographischen Inhalt und Ausbildung.

ben. Vom M. Bruffione (2665 m) mündete der *Redoten-Gletscher*. Für ihn resultiert bei einer Gleichgewichtslage um knapp 1800 m eine Schneegrenze um 1900 m. Jüngere Stände zeichnen sich um 1200 m, um 1350 m sowie um 1800 m ab.
In der Val di Dáone stieß der Chiese-Gletscher im jüngeren Spätwürm nochmals bis unterhalb von 1600 m, später bis unterhalb von 1900 m vor. Zur Zunge absteigende Moränen belegen in der V. di Fumo einen letzten Vorstoß auf 2000 m.
In der von SW zufließenden *Valle di Leno* reichen letzte Spätwürm-Moränen bis auf unter 1700 m bzw. bis auf 1800 m herab. Noch im Holozän schob sich eine schmale Eiszunge NE der Cima di Blumone (2566 m) bis auf 2100 m herab vor.
Vom M. Corona (2507 m), vom Dosso dei Morti (2165 m) und von der M. Cadria-Altissima-Kette (2254 m), den Liefergebieten des *Adanà-Gletschers*, wandte sich bis ins frühe Spätwürm ein Eisarm gegen NE über den Sattel von Roncone (781 m) ins Sarca-Tal. Im Hochglazial floß das Sarca-Eis, zusammen mit von Sarche gegen Tione vorgestoßenem Etsch-Eis, über Roncone gegen SW und unterstützte den Chiese-Gletscher (S. 224f.).

Der Sarca-Gletscher

In den Judikarien/Valli Giudicarie reichen würmzeitliche Wallmoränen – dank der Zuflüsse vom östlichen Adamello, dem Monte Caré Alto (3462 m) und von der Cima Cop di Breguzzo (2997 m) – NW von Breguzzo, zwischen Chiese- und Sarca-System, bis auf über 1400 m. Tiefere, noch bis auf über 1250 m emporreichende Seitenmoränen

dürften den inneren Jung-Endmoränen entsprechen. Ein ältester spätwürmzeitlicher Stand, wohl das Stadium von Riva, verrät noch E von Sténico eine Eishöhe von über 800 m. Jüngere, gegen Tione di Trento (565 m) absteigende Moränenwälle dokumentieren einen nächsten spätwürmzeitlichen Stand des Sarca-Gletschers.

E von Tione drang Sarca-Eis über den Passo di Durone (1000 m). E des Monte S. Martino floß ein Lappen über Fiavè–Ballino (764 m) und E des Lomasone (1805 m) ein weiterer durch die Val di Lomasone gegen Riva. Würmzeitliche Moräne reicht auf der N-Seite des M. S. Martino (1449 m) bis gegen 1400 m; die Gipfelhochfläche ist noch rundhöckerartig überprägt. Auf der W-Seite des M. Casale (1631 m), S des Sarca-Knies, liegt Moräne gar bis gegen 1500 m; auch diese Gipfel erscheinen eisüberprägt. Am SW-Abhang des Palon (2091 m) SW von Trento gibt M. Corsi (in Gb. Dal Piaz et al., 1968 k) Moräne bis auf 1650 m an. Auch die Gipfelkuppen der Pale sind eisüberprägt, so daß das würmzeitliche Sarca/Etsch-Eis im Transfluenz-Bereich W von Trento und im unteren Sarca-Tal bis auf 1650 m gestanden haben dürfte. Dies stimmt gut mit den von J. Wiebols & L. van Houten, 1939 k) E des Lago di Molveno bis auf 1680 m Höhe beobachteten Erratikern überein.

Bei Fiavè auf der südlichen Talseite reichte das Sarca-Eis mit einem Seitenlappen noch bis auf 680 m, wo sich Endmoränen einstellen (A. Penck in Penck & Brückner, 1909). Mittelmoränen auf den Graten N von Pinzolo zwischen 1400 m und 1250 m und N von S. Antonio di Mavignola zwischen 1600 m und 1500 m, Moränenterrassen bei Massimeno und stirnnahe Wallreste oberhalb von Bocenago, wenig über dem Sarca-Talboden, verraten ein Zungenende der sich nochmals zum Sarca-Gletscher vereinigten Gletscherarme um knapp 700 m. Stirnnahe Seitenmoränen bei S. Antonio belegen ein jüngeres Zungenende der beiden Sarca-Eisarme aus der Val di Nambrone und aus der V. di Campiglio in ihrem Mündungsbereich um 800 m (Gb. Dal Piaz et al., 1953 k). Der durch die V. di Génova vorgestoßene dritte Sarca-Gletscherarm stirnte – wohl dank der späten Zuschüsse durch Lares- und Nardis-Gletscher – unterhalb von Pinzolo.

Jüngere stirnnahe Moränen bekunden ein Zungenende des *Nardis-Gletschers* in der Mündungsschlucht; noch jüngere Moränen deuten auf Stirnbereiche um 1900 m und um 2050 m. Frührezente Moränen liegen um 2300 m. Auch der *Lares-Gletscher* dürfte zunächst erneut bis an die Mündung der Val Lares vorgestoßen sein. Noch im letzten Spätwürm rückte er bis an den Absturz, bis auf 1800 m, vor. In den frührezenten Vorstößen endeten Lappen der Vedretta di Lares um 2100 m.

Zur Zeit des Hochwürm hing das Sarca-Eis über Campo Carlo Magno, den Sattel NE von Madonna di Campiglio (1682 m), mit dem Noce-Gletscher in der Val di Sole zusammen. Aufgrund der auffälligen Rundhöcker-Bildung E von Madonna bis auf rund 2300 m dürfte würmzeitliches Eis bis auf diese Höhe hochgestaut worden sein (S. 231).

In der Brenta-Gruppe haben L. Trevisan (1936, 1939) und J. Wiebols (1938) spätwürmzeitliche Stände mit einer Schneegrenzen-Depression um 900 m gegenüber heute festgestellt. Trevisan weist sie dem Bühl-, Wiebols dem Schlern-Stadium zu. Auch R. v. Klebelsberg (1942) hat die von Wiebols bei Madonna di Campiglio festgestellten Endmoränen dem Schlern-Stadium zugewiesen, da A. Penck (in Penck & Brückner, 1909) das Bühl-Stadium des Sarca-Gletschers bei Tione vermutet hat.

In den Tälern, welche von der Brenta-Gruppe ausstrahlen, hat schon Trevisan (1939, Taf. 5 und 6) zwei Gletscherstände des jüngeren Spätwürm als Gschnitz- (Fig. 121), bzw. als Daun-Stadium unterschieden. Der von ihm als Daun-Stadium bezeichnete Stand dürfte auch die Stände des letzten Spätwürm, des Egesen-Stadiums, einschließen.

Fig. 121 Die Gletscher der Brenta-Gruppe (Trentino) im jüngeren und jüngsten Spätwürm, im Gschnitz- und im Egesen (Daun bei L. TREVISAN)-Stadium.
Aus: L. TREVISAN, 1939.

Spätere Vorstöße zeichnen sich durch Seitenmoränen ab, die gegen Pinzolo (765 m) absteigen. Am Zusammenfluß der Sarca di Campiglio und der Sarca di Génova reichte das Eis im Würm-Maximum bis auf 1700 m empor.
Jüngere Vorstöße sind besonders auf der E-Seite der Presanella-Gruppe entwickelt. In den von der Nambrone-Gruppe (2770 m) gegen Madonna di Campiglio abfallenden Tälern des Meledrio und des Nambino und seiner südlichen Fortsetzung, dem Tal der Sarca di Madonna di Campiglio, liegen mehrere Stirnmoränen; tiefste finden sich bei Colarin um 1440 m, weitere in Madonna um 1500 m und um 1520 m, im Nambino-Tal auf 1630 m, am Lago di Nambino um 1780 m und jüngste um 1850 m. Im Meledrio-Tal zeichnen sich Endlagen um 1700 m, auf 1780 m, am Lago delle Malghette auf 1900 m, dahinter zwei weitere auf 1900 m und auf 1920 m ab.
Jüngste spätwürmzeitliche Moränen dämmen in der hintersten Val di Génova, auf 1600 m, ein ehemaliges Zungenbecken ab.
Um 1930 endeten die NE-exponierten Gletscher des Adamello (3554 m), die Vedretta del Mandrone und die Vedr. della Lóbbia, auf 2445 m bzw. auf 2480 m.

Zur Ur- und Frühgeschichte der Valli Giudicarie und der Valle Sabbia

Bereits zur Jüngeren Steinzeit waren die V. Judicarie besiedelt und der niedere Sattel des Pra di Bond (819 m) vom Sarca- ins Chiese-Tal begangen.
Silex-Werkzeuge ohne genaue Altershinweise sind in der Valle Sabbia bei Pavone und Barghe bereits im letzten Jahrhundert gefunden worden. Pfeilspitzen, Keramik-Reste und ein konischer Becher aus einer Grotte am NW-Hang des Monte Selvapiana bei Sabbio bekunden – zusammen mit einem Serpentin-Beil von Carpeneda, W von Vobarno – bereits neolithische Kulturen vom Typ Quinzano Veronese.
Eine Silex-Klinge von der Cima Ingorella und eine Pfeilspitze vom Monte Manos, beide S von Capovalle (F. Zorzi, 1950), Silex-Werkzeuge von der Corna di Caino und über 6000 Keramik-Scherben vom Fuß des Monte Covolo bei Villanuova sul Clisi belegen die Glockenbecher-Kultur (P. Simone, 1980).
Silex-Klingen und -Schaber sowie Pfeilspitzen, die in Bostone bei Gavardo gefunden worden sind, weisen auf eine Besiedlung zur älteren Bronzezeit hin. Bronzezeitliche Keramik wurde in der durch ihre Fauna bekannten Levrange-Höhle bei Pertica Bassa (S. 308), eine grobrippige Fibel bei Sabbio Chiese gefunden (Simone, 1980). Die Sichel von Roncone bezeugt bronzezeitlichen Getreidebau, der Helm von Dáone Schutzmöglichkeiten bei kriegerischen Auseinandersetzungen. Glaziale Diorit-Gerölle mit vom Menschen geschaffenen Eindellungen, die bei Creto in den Judikarien zusammen mit menschlichen Knochen gefunden worden sind, deuten wohl auf kultische Grabbeigaben. Eine bronzene Bogenfibel und gallische Keramik-Scherben aus dem Buco del Coalghés am M. Selvapiana sowie ein in Vobarno gefundener Henkelkrug stammen aus dem 4. Jahrhundert v. Chr.
In vorrömischer Zeit waren die Judikarien wie auch das Ufer des Lago d'Idro von keltogallischen Stoni besiedelt. Nach dessen Eroberung im 1. Jahrhundert v. Chr. bauten die Römer im Castel Antico in Idro ein Dorf, von dem jüngst Gebäudegrundrisse freigelegt worden sind. Zugleich sind auch Keramik-Scherben und verschiedenste Metallgegenstände gefunden worden (G. P. Brogiolo, 1980). Von Tione, um Ponte Arche und von Stenico sind reiche Funde, von Stenico auch Münzen bekannt geworden.

Die römische Zeit ist in der Valle Sabbia besonders durch Inschriften auf Steinen, die nahe der Grenze aufgestellt worden sind, gut belegt. Solche sind von Vobarno, Sabbio Chiese, Idro – einer erwähnt auch die Urbewohner, die Edrani –, Ódolo, Preseglie, Nozza, Cecino in der Val Degagna bekannt geworden (Th. Mommsen, 1873). Seither sind weitere gefunden worden, jüngst auch in Gavarno. Gräber wurden in Cóllio di Vobarno, Sabbio Chiese, Ódolo, Dissinico, Posico di Mura, Pavone, Nozza, Vestone-Promo, Lavenone und in Vobarno freigelegt (Simone, 1980). Sie belegen eine dichte Besiedlung der Valle Sabbia.
568 drangen die Langobarden an den südlichen Alpenrand vor. Pavía wurde Hauptstadt, Brescia Herzogssitz. Langobarden-Gräber sind in der Valle Sabbia in Vestone-Promo bekannt geworden.
753 wurde das Kloster S. Salvatore in Brescia, 758 die Abtei Leno gegründet. Ihr fielen Gavardo, Idro und Lavino zu. Ins 10. Jahrhundert fallen auch die Gründungen der Klöster S. Giulia und Monte Orsino di Serle. Ebenfalls im 10. Jahrhundert werden Ódolo, Treviso Bresciano und – auf einem Schuttfächer am Lago d'Idro – Anfo erwähnt (F. Mazzi, 1980). Die Kirche zu S. Maria ad undas in Idro reicht bis ins 13., jene von Ponte Cáffaro gar bis ins 11. und jene von Tione ins 12. Jahrhundert zurück.
Ebenfalls im 13. Jahrhundert wurde der Naviglio Grande, der älteste Kanal des Bresciano, erbaut, durch den Chiese-Wasser als Schiffahrtskanal nach Brescia abgeleitet wurde.

Der Avisio-Gletscher

Zur Zeit der würmzeitlichen Hochstände wurde ein Teil des bei Lavis mündenden Avisio-Gletschers durch stauendes Etsch-Eis über die Sättel von Brusago (1103 m), von Le Piazze (1021 m) und von Lasès (639 m) durch die Val di Pinè abgedrängt. Das N von Trento gegen E vorgedrungene Etsch-Eis zwang es, durch die Val Sugana nach SE abzufließen (S. 199). Um Cavalese im Fleimstal/V. di Fiemme hatte der Avisio-Gletscher aus anstehendem Porphyr und Grödner Sandstein zahlreiche Rundhöcker modelliert. Seitenmoränen N von Carano um 1250 m und auf dem Sattel von S. Lugano um 1100 m sowie die Schmelzwasserrinne hinunter nach Auer/Ora verraten – zusammen mit weiteren Moränenresten auf beiden Seiten der Val di Cembra – ein Zungenende im untersten Avisio-Tal. Dabei erhielt der Avisio-Gletscher von der Catena di Lagorai bis zur Pale delle Buse (2412 m) noch Zuschüsse. In der Val di Cembra liegen unter würmzeitlicher Moräne mächtige, wohl bereits beim Vorstoß geschüttete und terrassierte Schotter des Avisio-Gletschers (Gb. Dal Piaz et al., 1968 k).
An der Mündung der Val Travignolo und der V. delle Pozze ist bei Predazzo ein weiteres Spätwürm-Stadium durch stirnnahe Seitenmoränen mit einem Zungenende um 1000 m angedeutet (S. Vardabasso, 1930 k).
In der Val Travignolo ist ein nächstes Stadium bei Bellamonte um 1300 m zu erkennen. Jüngere stirnnahe Moränen verraten ein Zungenende des Travignolo-Gletschers an der Mündung der Vallazza um 1700 m. Mehrere Staffeln des letzten Spätwürm-Vorstoßes steigen bis 1850 m, frührezente Moränenwälle noch bis 2100 m herab (B. Castiglioni, 1939). Bis 1967 (Gb. Dal Piaz et al., 1970 k) ist der Gletscher im Kar zwischen dem Cimon della Pala (3185 m) und der Cima della Vezzana (3192 m) bis auf 2400 m zurückgeschmolzen.
Ein nächstes Spätwürm-Stadium des Avisio-Gletschers zeichnet sich S von Moena und im

Fig. 122 Im Gebiet der Vereisungszentren der Sella (Standort) und der Marmolada (Bildmitte) reichte das hochwürmzeitliche Eis bis auf 2600 m, so daß die Eismassen in der Kette des Sass Capel–Sasso di Mezzodì über den Sätteln miteinander in Verbindung standen. Photo: Prof. H. Rieber.

Ort selbst um 1150 m und um 1200 m ab, wo an der Konfluenz der Val di Fassa und der V. di S. Pellegrino zwei Systeme stirnnaher Moränen liegen (Vardabasso, 1930).
Aus der bei Pozza mündenden V. di S. Nicolo stieß eine jüngere spätwürmzeitliche Gletscherzunge nochmals bis in die V. di Fassa vor. Der Avisio-Gletscher dürfte um Pozza gestirnt haben, dank des Eises der Val di Contrin von der südlichen Marmolada-Gruppe, des bei Cianazèi/Canazei mündenden Antermont-Gletschers aus der südwestlichen Sella-Gruppe, des bei Campitello vom Plattkofel/Sasso Piatto (2955 m) und vom Sasso Levante (3126 m) zufließenden Duran-Gletschers und dank des Vaiolet-Gletschers vom Rosengarten/Catinaccio (2981 m).
Moränen, die das Gschnitz- und das Daun-Stadium eines gegen SW abfließenden Sella-Gletschers bekunden, zeichnen sich in der Val Mortiz NE von Cianazèi ab (G. B. Castiglioni, 1967k).
Moränen des ausgehenden und des letzten Spätwürm liegen in der obersten Val di Fassa hinter Pénia. Dort stellen sich auf 1560 m teilweise von Bergsturz-Trümmern überschüttete Stirnmoränen ein (P. Leonardi, 1961k). Nordöstliche Zungen des Marmolada-Eises hingen bis Pian Trevisan herab und vereinigten sich in der Schlucht des Col Mer mit demjenigen, das die Talung des Fedàia-Stausees erfüllte. Diese Talung ist durch mehrere steil N-fallende Störungen bedingt. Auf der E-Seite des Fedàia-Passes (2057 m) verraten Stirnmoränenreste Zungenenden auf 1840 m und auf 1900 m, während das gegen SE abfließende Marmolada-Eis im ausgehenden Spätwürm noch bis 1600 m gegen die Val Pettorina reichte. In einem früheren Stand, wohl im Gschnitz-Stadium, hatte es

Fig. 123 Gletscherschliffe auf Marmoladakalk bei Pian dei Fiacconi auf der N-Seite der Marmolada. Im Hintergrund der Sasso di Mezzodì, mit bis auf 2600 m hinaufreichender Eisüberprägung W des Gipfels.

sich mit dem von der Marmolada gegen SE abfließenden Eis vereinigt und endete am Ausgang der Pettorina-Schlucht, bei Sottoguda um 1250 m.

Frührezente Klimarückschläge ließen auf der N-Seite der Marmolada (3342 m) Zungen bis gegen 2300 m absteigen. Bis 1980 sind sie am Pian dei Fiacconi (2626 m) bis auf 2670 m zurückgeschmolzen und haben eine nur leicht verkarstete Rundhöcker-Landschaft freigegeben (Fig. 122 und 123). Auf der steilen S-Flanke der beiden Vernel hingen holozäne Zungen bis unter 2500 m herab.

In den Dolomiten bildeten die Hochflächen der Sella-Gruppe mit dem Piz Boè (3152 m) und der Marmolada die bedeutendsten Vereisungszentren. Am trennenden Felsgrat Col del Cuc (2558 m)–Sasso di Mezzodì (2727 m)–M. Padon (2510 m) stand das abströmende Eis zwischen 2650 m und an der Porta Vescovo (2516 m) auf gut 2500 m, so daß die beiden Eismassen über den Sätteln dieser Kette noch miteinander zusammenhingen.

Noch über dem Sella-Joch (2240 m) und damit auch über Canazei im oberen Fassatal lag die Eishöhe im Würm-Maximum auf über 2400 m, was sich am Sella-Joch in einem einsetzenden Mittelmoränenrest und S von Canazei am eisüberprägten Monte Crepa (2390 m) zu erkennen gibt. Weiter Fassatal-abwärts reicht die Eisüberprägung auf der Schneid/Palaccia (2351 m) zwischen Plattkofel und der Antermoja-Gruppe noch auf 2300 m, über Méida auf 2150 m und über Vigo di Fassa auf 2100 m.

Auf der N-Seite der Marmolada liegt heute die Waldgrenze auf gut 2100 m, die Baumgrenze auf knapp 2200 m, die Krüppelgrenze auf 2250 m und die klimatische Schneegrenze um 3000 m.

Jüngere Spätwürm-Stände des vom Rosengarten durch die Val di Vaiolet abgestiegenen Soial-Gletschers reichten zunächst bis 1800 m, später bis 1850 m und bis 1900 m herab.

Von der Cima Presanella (3556 m), vom Corno dei Tre Signori (3360 m), von der Punta S. Matteo (3678 m), vom Monte Cevedale (3769 m), von der Cima Venezia (3386 m) und von der Kette C. Rossa di Saent (3347 m)–Lorchenspitze (3343 m) erhielt der Noce-Gletscher, der durch die Val di Sole und die V. di Non abfloß, gewaltige Firnzuschüsse, so daß er bei seiner Mündung zwischen Mezzocorona und Mezzolombardo, wie der nur wenig weiter S von links mündende Avisio-Gletscher aus der Valle di Fassa und der V. di Fiemme aus den Dolomiten, dem Etsch-Gletscher bedeutende Eismassen zuführte. Ein Teil des Noce-Eises wurde jedoch durch den Etsch-Gletscher gestaut und über den Paß von Ándalo (1024 m) in das durch Sturzmassen abflußlos gewordene Becken des Lago di Molveno (822 m) abgedrängt. Weiter gegen S, bei Ponte Arche im Sarca-Tal, wurde ihm – zusammen mit Eis von der südöstlichen Brenta-Gruppe – der Weg verengt, einerseits durch das von Trento über die Sattelzone von Terlago ins untere Sarca-Tal und ins Becken des Gardasees übergeflossene Etsch-, anderseits durch das aus der Adamello-Presanella- und von der Brenta-Gruppe abfließende Sarca-Eis (S. 225).

Am Firnsattel des Hohmahd-Jochs (1732 m) stand Noce-Eis mit dem durch Maraun- und Ultental/Val d'Ultimo S von Meran dem Etsch-Gletscher zufließenden Eis in Verbindung.

Über Gampen-Joch/Passo di Palade (1518 m), Furglauer Scharte (1496 m) und Mendelpaß (1363 m) empfing der Noce-Gletscher bereits S von Meran und SW von Bozen Zuschüsse von Etsch-Eis. Am Gampen-Joch dürfte das Eis noch im ausgehenden Hochwürm bis auf über 1700 m, am Mendelpaß bis auf 1600 m gereicht haben, so daß zwischen den Laugenspitzen und dem Monte Roen (2116 m) S des Mendelpasses nur die höchsten Felsrücken über die Eisoberfläche emporgereicht haben. Erst vom M. Roen zum Monticello (1859 m) N von Mezzocorona war die Trennung der beiden Gletscher wieder vollständig. Dabei erhielten sie von dieser Gebirgskette noch Zuschüsse, so daß die höchsten Erratiker nicht die Oberfläche des Etsch- bzw. des Noce-Gletschers belegen.

Über die beiden Firnsättel des Tonale-Passes (1883 m) und des Campo Carlo Magno (1682 m) N von Madonna di Campiglio stand das Noce-Eis einerseits mit dem *Oglio-Eis* (S. 312), anderseits mit dem durch das Sarca-Tal in die Valli Giudicarie abgeflossenen *Chiese/Etsch-Eis* in Verbindung.

Auf dem Tonale-Paß dürfte das Eis bis auf über 2350 m, auf dem Campo Carlo Magno, aufgrund der Überprägung von Rundhöckern, ebenfalls auf nahezu 2300 m gereicht haben. N von Madonna di Campiglio reicht die Eisüberprägung bis auf 2300 m, W auf gut 2200 m. Dies deckt sich mit der Bildung der Rundhöcker am M. Spinale (2130 m) und den höchsten Kristallin-Erratikern, die am Passo di Groste, dem Übergang zwischen Pietra Grande (2936 m) und Cima Brenta (3150 m), bis auf 2250 m emporreichen (J. Wiebols, 1939; Wiebols & L. van Houten, 1939k). Am Dosso dei Fò (2315 m), an der Cima di Láncia (2317 m) und am Corno Alto di Giustino (2205 m) zeichnet sich zwischen den Spornen der Sarca-Quelltäler eine Überprägung bis auf 2100 m ab, so daß das Eis über Pinzolo noch auf über 2000 m stand.

Die von Wiebols an der Pietra Grande auf 2500 m festgestellte Schliffgrenze und die höchsten Kristallin-Geschiebe am Passo di Val Gelade (2650 m), am Passo di Crésole (2440 m) und am Monte Fibbion (2210 m) dürften damit Zeugen einer älteren, wohl der Riß-Eiszeit darstellen. Am Monte Gazza SSE des Lago di Molveno reichen höchste Kristallin-Erratiker bis auf 1680 m (Wiebols & van Houten, 1939k).

Mit dem Abschmelzen des Eises im Becken des Gardasees und im Etschtal zwischen Rívoli und Ala unterblieben die Transfluenzen von Etsch-Eis über Gampen-Joch und Mendelpaß sowie diejenigen von Noce-Eis über die Sättel von Némbia und Ándalo.
Im Stadium von Auer/Ora (S. 234) reichte der Noce-Gletscher noch bis an den Mündungsdurchbruch der Rocchetta. Vor ihr wurde der flache Schuttfächer von Mezzocorona–Mezzolombardo als Sander geschüttet. Dann gab das Noce-Eis die untere Val di Non frei und zerfiel allmählich in einzelne Gletscher. Zunächst nahm es noch das Becken des Lago di Sta. Giustina ein, von dem sich der *Tresenica-Gletscher* von der nördlichen Brenta-Gruppe eben abgetrennt hatte. Bei Pregnena NE des Sees, auf gut 1000 m, vereinigten sich *Pescara-* und *Barnes-Gletscher* von der Vedetta Alta/Hochwacht (2626 m) und von der Cima Tuatti (2699 m) als letzte Zuflüsse des Noce-Gletschers.
Zwischen der Mündungsschlucht der Rocchetta und dem Lago di Sta. Giustina wurden bereits beim Eisvorstoß mächtige, später vom würmzeitlichen Eis überfahrene «interglaziale» Stauschuttmassen abgelagert. Nach dem spätwürmzeitlichen Stadium von Sta. Giustina blieben die frontalsten Eiszuschüsse aus; nach dem Stadium von Malé vermochten auch der *Rabbies-Gletscher*, die in die Val Meledrio abfließende Eiszunge von der Cima Rocca und vom Monte Nambino sowie *Vos-* und *Vermigliana-Gletscher* aus der Presanella-Gruppe den Noce-Gletscher nicht mehr zu erreichen.
Stirnnahe Seitenmoränen deuten auf einen nächstjüngeren Eisstand unterhalb des Zusammenflusses von Vermigliana- und Noce-Gletscher hin. In der Valle di Rabbi belegen Moränenwälle noch den Zusammenfluß von Rabbies- und Corvo-Gletscher aus dem gemeinsamen Firngebiet mit dem gegen NE, gegen St. Gertraud ins Ultental, abfließenden Eisstrom. Das Zungenende lag in Rabbi-S. Bernardo. In einem jüngeren Stadium stirnte der Rabbies-Gletscher auf 1300 m.
In der Val di Péio verläuft eine wohl altersgleiche Seitenmoräne mit derjenigen von Rabbi-S. Bernardo SE der Tarlenta gegen Péio-Paese. Stirnnahe Moränen verraten eine Vereinigung der beiden Noce-Gletscher bei Celledizzo um 1150 m.
In der Val de la Mare endete der *Noce-Bianco-Gletscher* im letzten Spätwürm in der Schlucht des Masi Torbi um 1500 m, der frührezente Vedretta Rossa auf 2100 m, der Vedr. de la Mare auf knapp 2300 m. Der Moos-Ferner/Vedr. dei Cáreser erfüllte noch das Becken des heutigen Cáreser-Stausees.
Auf der S-Seite der Punta S. Matteo reichten die *Vedretta Val Piano* und die *Vedr. dei Orsi* im letzten Spätwürm bis 2100 m herab; Eiszungen hinterließen frührezente Moränen um 2500 m. Im letzten Spätwürm vereinigten sich *Noce-* und *Umbrina-Gletscher* und trafen eben noch auf den *Val Piana-Gletscher*. Frührezente Stände belegen ein Zungenende unterhalb von 2700 m. Heute ist das Noce-Eis auf einen kleinen, E des Corno dei Tre Signori (3360 m) bis 2900 m herabhängenden Firnfleck zurückgeschmolzen.
Bei Stavèl in der obersten Val di Sole hinterließen die von der Presanella-Gruppe bis 1200 m abgestiegenen *Ricolonda-* und *Stavèl-Gletscher* und talaufwärts der um 1400 m endende *Presena-Gletscher* stirnnahe Moränenwälle. In den frührezenten Klima-Rückschlägen stiegen die *Vedretta Presanella* bis 2100 m, die *Vedr. di Presena* bis 2400 m herab.
Im Bozner Unterland wurden im Spätwürm und im Holozän durch seitliche Schuttfächer seichte Seen aufgestaut – hiezu die bis 1400 zurückreichende Ortsbezeichnung Laag/Laghetti NE von Salurn. Noch in geschichtlicher Zeit wurde dieses Gebiet häufig von Überschwemmungen heimgesucht. Überlieferungen von Hochwassern reichen bis 585 zurück. Weitere sind dokumentiert von: 1049, 1053, 1221, *1337*, 1339, 1350, 1390, 1405, *1438*, 1484, 1494, 1527/28, 1567, 1644, 1732, 1747, 1751, *1757*, 1767, 1780, 1787,

1788, 1816, 1817, 1823, 1839, 1844–46, 1851, 1861, *1868*, *1882*, 1885, 1888–90, 1906, 1910, 1957, 1960, 1965. Eine letzte katastrophale Überflutung ereignete sich *1966* (V. Malfèr, 1969; G. B. Castiglioni ed. 1972 k). Von 1744–77 wurde der Traminer Sumpf entwässert.

Die eiszeitlichen Ablagerungen SW von Bozen

Die Talung von Appiano/Eppan–Caldaro/Kaltern SSW von Bozen wird von mit würmzeitlicher Moräne bedeckten Schottern, dem Konglomerat von Kaltern, erfüllt (J. Blaas, 1892; A. Penck in Penck & Brückner, 1909; R. v. Klebelsberg, 1926).
Beim weiteren Vorstoß des Eisack-Eises von Moräne überschüttete eisrandnahe, als «interglazial» bezeichnete Ablagerungen sind auch aus dem Eisacktal bekannt geworden (v. Klebelsberg, 1926; P. Stacul, 1961).
Nach E. Ebers (1972) sind die Schottermassen im Überetsch nicht älter als aus dem letzten Interglazial. Moräne liegt flächenhaft, oft allerdings nur als Schleier darüber. Auf dem eisüberfahrenen Quarzporphyr-Rücken blieben lokal Mittelmoränen zurück.
Am tieferen Gehänge zwischen St. Nikolaus und dem Mendelpaß ist eine überfahrene Gehängeschuttbrekzie bekannt geworden (P. Stacul, 1980), die wohl kurz vor der Überfahrung durch das Etsch-Eis geschüttet worden ist.

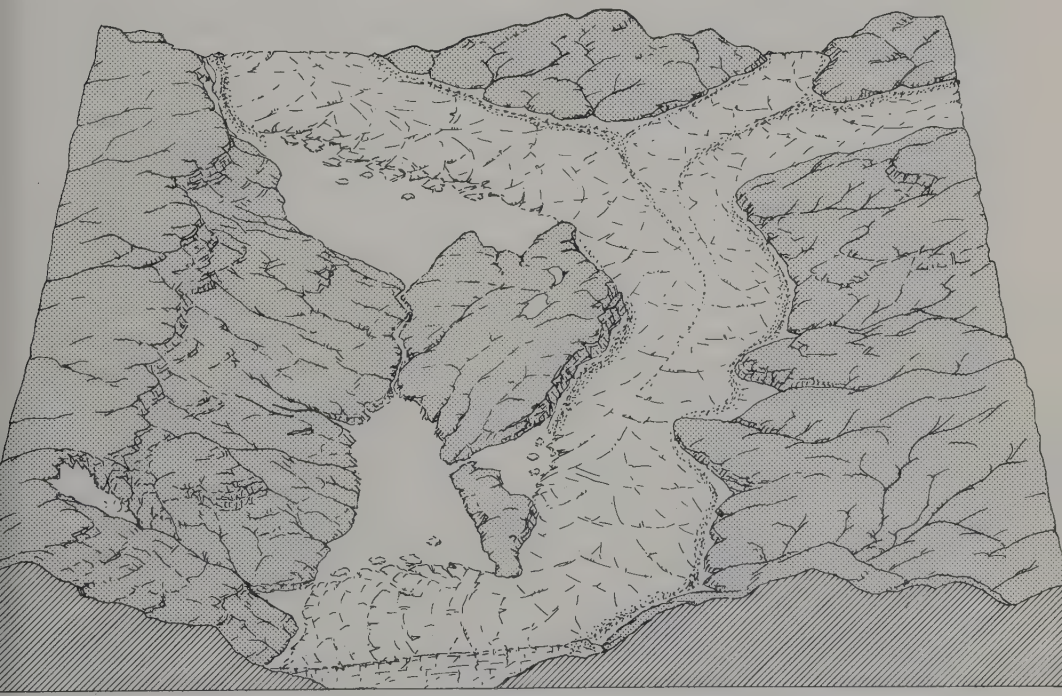


Fig. 124 Rekonstruktion der sich vereinigenden Etsch- und Eisack-Gletscher bei ihrem Vorstoß, der Schüttung der Kaltern-Schotter sowie beim entsprechenden Abschmelzstand im frühen Spätwürm, im Bühl-Stadium. Aus: G. B. Castiglioni & L. Trevisan, 1973.

Die Schottermassen im Überetsch wurden in einem Würm-, nämlich im Val Caldaro-Interstadial vor 30000 Jahren (F. Fuchs, 1969) – es dürfte N des Brenners dem Interstadial von Baumkirchen entsprechen – von Schmelzwässern des vorstoßenden, durch das Talfer/Eisack-Eis gestauten Etsch-Gletschers in einem Torso W des Mitterbergs/Monte di Mezzo geschüttet (G. B. Castiglioni & L. Trevisan, 1973).
Spätwürmzeitlich, nach Castiglioni & Trevisan bühlzeitlich, sind die ebenfalls durch Eis-Abdämmung entstandenen glazilimnischen, durch Abschmelzen von Toteis und eistektonisch gestörten Ablagerungen von Missian–St. Pauls und von Novale al Varco. Bei St. Michael/S. Michele haben sich zwischen den Schotter- und Sandschüttungen von Überetsch subglaziäre Schmelzwasserrinnen ausgebildet, die gegen NNE, gegen Sigmundskron, und gegen S verlaufen. Ein dritter spätwürmzeitlicher See lag im Gebiet des Kalterer Sees. Der dieses Tal stauende spätwürmzeitliche Etsch-Gletscher dürfte noch bis in die Talenge von Auer/Ora gereicht haben. An den meist steil in die Talsohle abbrechenden Flanken zeichnen sich nur hie und da stirnnahe Seitenmoränenreste ab.
Durch Schuttzufuhr seitlicher Schwemmfächer, biogene Verlandung und durch eine Seespiegelabsenkung zur Reblandgewinnung ist der flachgründige Kalterer See bereits deutlich kleiner geworden.
Nach dem Eisstand von Auer/Ora, der auf der Alpen-N-Seite demjenigen von Kufstein entsprechen dürfte, wurden Etsch-, Eisack- und die Dolomiten-Gletscher selbständig. Im Etschtal schmolz das Eis damals bis oberhalb von Meran zurück. Auch die Zuschüsse von der Texel-Gruppe und aus dem Passeier Tal fielen kurzfristig aus. Dann, in der nächsten Kühlphase, drang das Eis wieder vor. Die Gletscher vereinigten sich wieder bei Meran, was durch stirnnahe Seitenmoränen, Stauschotter, eine markante Mittelmoräne und Rundhöcker belegt wird.
Von würmzeitlicher Moräne überlagerte, lokal terrassierte Schotter treten auch N und E von Bozen, im untersten Sarntal, bei St. Magdalena und bei Sta. Giustina sowie auf der östlichen Flanke des Etschtales S von Bozen auf (R. v. Klebelsberg, 1935).

Zur Vegetationsgeschichte des Bozner Raumes und des Eisack-Tales

In einer kurzen Erwärmungsphase um 14200 Jahre v. h. (?) war *Pinus* schon in der ältesten Dryaszeit von ihren südöstlichen Reliktstandorten bis in den Bozner Raum vorgestoßen (R. Schmidt, 1975, 1976). Nach der Ältesten Dryaszeit, einer *Hippophaë-Juniperus*-Strauchphase, vollzog sich bei ausgezeichneten Wachstumsbedingungen eine endgültige Bestockung im Überetsch mit standortbedingter *Pinus*-Ausbreitung. Im jüngeren Abschnitt dieses Interstadials dürfte am Signater Kopf (1260 m) auf dem Ritten nach einer Wacholder-Legföhren-Sukzession sich ein Arvenwald entwickelt haben.
Im Alleröd breitete sich in Tieflagen die Waldföhre aus. Um Bozen drang sie immer stärker in den Arven-Gürtel vor. Ebenso entwickelten sich dort Lärche und Birke. Bereits dürften die ersten Eichen gegen Bozen vorgestoßen sein. Im Seebecken von Langmoos-Montiggl breitete sich eine Sumpf- und Wasservegetation aus mit *Alisma* – Froschlöffel, *Sparganium* – Igelkolben, *Potamogeton* – Laichkraut – und *Nymphaea* – Seerose.
Im Klima-Rückschlag der Jüngeren Dryaszeit erfuhren die Föhrenwälder Lichtungen bis ins Etschtal. In diesen konnte sich die Lärche wiederum stärker entfalten.
Im Präboreal breiteten sich im Bozner Mittelgebirge geschlossene *Pinus silvestris*-Wälder aus. Auf dem Salten und auf dem Ritten dürfte ihnen schon damals reichlich *Larix* bei-

gemengt gewesen sein. Zugleich wanderten Hasel und Fichte ein. An der Wende Präboreal/Boreal begann die Ausbreitung der Eichen. Zusammen mit dem Auftreten submediterraner Elemente – *Pistacia*, *Ostrya* – Hopfenbuche – und *Fraxinus ornus* – Blumenesche – dürfte an der Eichen-Ausbreitung auch *Quercus pubescens*, die Flaumeiche, beteiligt gewesen sein. Spätestens am Ende des Boreals hatte sich in den tieferen Steilhanglagen ein *Pinus-Quercus pubescens*-Gürtel ausgebildet, während in höheren Lagen die Fichte allmählich stärker hochkam. In den Relikt-Föhrenwäldern dagegen blieb sie – wie noch heute – zurück.

Gegen Ende des Älteren Atlantikums vermochten Tanne und Buche, die bislang nur S von Bozen in Erscheinung traten, stärker ins inneralpine und damit kontinentalere Eisack-Gebiet vorzudringen. Bereits im Älteren Atlantikum beginnt sich eine erste Beeinflussung der Vegetation durch den Menschen abzuzeichnen, indem die beiden Charakterarten des Blumeneschen-Hopfenbuchen-Waldes, die seit dem Alleröd 1% der Pollensumme nicht überschritten haben, nun zusammen mit *Carpinus* – Hainbuche – stärker in Erscheinung treten, was wohl auf erste stärkere Rodungen zurückzuführen ist. Im Überetsch wurde neben dem Wacholder vorab das Areal der Relikt-Föhrenwälder eingeengt. Eine bedeutende Rodungsperiode scheint in die frühe Bronzezeit zu fallen. In prähistorischer Technik bearbeitete Einbäume sind auf dem Grund des Großen Montiggler Sees gefunden worden (R. Lunz, 1973).

Juglans – Walnuß – trat wohl auch im Bozner Raum bereits vorrömisch auf. Dagegen ist die Edelkastanie erst zur Römerzeit in die Bozner Gegend gelangt. Die stärkere Ausbreitung der Buche erfolgte im Älteren Subatlantikum, 1000 v. bis n. Chr. Der Nachweis von *Castanea* fällt erst in die Zeit nach dem *Fagus*-Gipfel.

Auf der *Natzer Hochfläche* und auf der *Villanderer Alm* hat A. Seiwald (1980) Pollenprofile untersucht. N von *Natz*, im Moor Sommersüß, zeigen die ältesten erbohrten Sedimente eine Kältesteppen-Vegetation mit *Juniperus*, *Hippophaë* und *Ephedra*, zu denen sich *Betula* und *Salix* als Sträucher gesellt haben. Diese Kältesteppe geht über in eine *Artemisia*-Gramineen-Steppe. Ein sich abzeichnender kleiner *Pinus*-Gipfel deutet auf einen etwas günstigeren Klima-Abschnitt, auf ein Präbölling-Interstadial (H. Zoller & H. Kleiber, 1971). Dann folgt eine ausgeprägte *Hippophaë-Juniperus-Salix*-Strauchphase, die noch in die Älteste Dryaszeit gestellt wird. Der nachfolgende *Pinus*-Anstieg führt im frühen Bölling-Interstadial, um 12700 ± 200 Jahre v. h., zur Wiederbewaldung. Dabei dürfte der kleine *Betula*-Gipfel eine klimabedingte Verzögerung in der *Pinus*-Ausbreitung ausdrücken. Gegenüber N-Tirol (S. Bortenschlager, 1982) unterscheidet sich die Entwicklung in S-Tirol durch geringeres Auftreten von *Helianthemum* und höhere Werte von *Ephedra*. In der auch bei Natz kaum abgrenzbaren Älteren Dryaszeit kam es – wie in Überetsch (Schmidt, 1975) – zu einer schwachen Auflichtung der Föhrenwälder, in denen sich *Betula* wieder ausbreitete.

Auf eine günstige Waldentwicklung im Alleröd folgt in der Jüngeren Dryaszeit auch in Südtirol eine Auflockerung der Waldbestände bis in Tieflagen. Darnach breiten sich – wie um Bozen – die Föhrenwälder wieder stärker aus und bleiben – im Gegensatz zu N-Tirol – die vorherrschende Waldgesellschaft durch die ganze Nacheiszeit. Vertreter des Eichenmischwaldes stellen sich – zusammen mit *Corylus* und *Picea* – vom mittleren Präboreal an ein. An der Wende Präboreal/Boreal erreicht der Eichenmischwald den Bozner Raum, im frühen Boreal die Brixener Gegend; doch kommt ihm in S-Tirol kaum größere Bedeutung zu, während er in N-Tirol zwischen 10000 und 9500 v. h. die spätglazialen Föhren-Birken-Wälder verdrängt hat.

Nach der Fichten-Einwanderung und ihrer Ausbreitung im Bozner Raum erfolgt in den Villanderer Bergen auf 1800–2100 m die Wiederbewaldung mit Arve und Lärche. Diese haben schon um 9400 v. h. optimale Bedingungen vorgefunden, was durch eine kaum mehr übertroffene Höhe der Waldgrenze angezeigt wird.
Zwischen 8900 und 8500 v. h. zeichnet sich eine Klima-Verschlechterung ab, die mit der ersten Hälfte der Venediger Rückschläge zusammenfällt (G. Patzelt & S. Bortenschlager, 1973). Ein feuchterer Klima-Abschnitt äußert sich um Bozen und N von Brixen in einer Ausbreitung des Eichenmischwaldes. Zugleich entfaltet sich die Fichte, so daß die Föhre nur noch lokalklimatisch und edaphisch ungünstigere Standorte einnimmt. Um 8500 v. h. dringt die Fichte in die subalpine Stufe der Villanderer Berge vor und gelangt dort um 7900 v. h. in einer Höhenlage um 2000 m zur Dominanz.
Während sich in Überetsch spätestens im Boreal ein *Quercus pubescens*-Gürtel ausgebildet hat, dringt diese submediterrane Eiche erst deutlich später bis Brixen vor.
Mit der Einwanderung der Tanne aus SW und der Buche aus E bahnt sich im Älteren Atlantikum die letzte natürliche Veränderung der Wälder an. Um 6800 v. h. dringen die beiden ins Eisacktal ein, vermögen sich aber nicht recht auszubreiten. Erst im Jüngeren Atlantikum und im Subboreal dehnt sich die Tanne in S- und N-Tirol stärker aus. Die Buche beginnt erst im Subboreal sich zu entfalten. Zugleich tritt der Eichenmischwald mit *Quercus* stärker in Erscheinung, wobei er aber mehr und mehr von *Fraxinus ornus*, *Ostrya* und *Carpinus* durchdrungen wird.
Im ausgehenden Älteren Atlantikum wird in der subalpinen Stufe die Ausdehnung der Fichte durch eine Klima-Verschlechterung, die Frosnitz-Kühlzeit, etwas gehemmt. In einer weiteren, die Waldausbreitung beeinträchtigenden kühleren Zeit von 5500 v. h. bis ins frühe Subboreal findet die Fichten-Vormacht auf über 2000 m ihr Ende. Diesem Rückschlag entspricht im Ötztal die Rotmoos-Kühlphase. Im Profil Malschötscher Hotter in den Villanderer Bergen konnte Seiwald letzte regressive Phasen im mittleren Subboreal und im frühen Subatlantikum nachweisen. Sie bekunden die Löbben-Kühlphase und die Gletscher-Hochstandsperiode im 1. vorchristlichen Jahrtausend. Diese letzte Klima-Verschlechterung manifestiert sich im Eisacktal in einem deutlichen Rückgang der Tanne. Nach F. Kral (1972, in H. Mayer, 1974) kommt es in den inneren Alpen zu fortschreitenden Arealverlusten, während die Tanne im Inntal noch über weite Bereiche vorkommt.
Älteste menschliche Einflüsse lassen sich auf der Natzer Hochfläche bis ins Boreal zurückverfolgen. In Sommersüß konnte Seiwald im Älteren Atlantikum zwei Brandrodungsphasen nachweisen; an diese schließt von 6100 v. h. bis zu Beginn des Subboreals eine intensive Kulturphase an. Im Eisacktal liegt der Beginn des Ackerbaus kurz vor 6100 v. h.; B. Bagolini (1982) sieht dessen Anfänge im unteren Etschtal um 4500–4000 v. Chr. In den Profilen der Villanderer Alm treten zu dieser Zeit erstmals Getreidepollen und andere Kulturzeiger auf. Nach diesem ersten Eingriff erfolgte in Sommersüß eine weitgehende Regeneration des Föhrenwaldes. Um 3600 v. h. zeichnen sich bronzezeitliche Rodungen ab. Dabei können Vegetationsveränderungen auch mit dem von 1300–850 v. Chr. nachgewiesenen Bergbau (L. Dal Ri, 1972) in Verbindung gebracht werden. Im Älteren Subatlantikum dehnt sich der menschliche Einfluß bis in die Villanderer Berge aus. Im Profil Rinderplatz läßt sich eine eisen- bis römerzeitliche Rodungsphase mit anschließender Regeneration des Nadelwaldes von späteren Eingriffen abtrennen.
An Getreidearten sind aus der Eisenzeit Weizen, Roggen, Gerste und Hirse nachgewiesen, von Girlan verkohlte Reste von Erbsen – *Pisum sativum* – und von Stufels Wildrebe

– *Vitis silvestris* (A. Egger & Osw. Menghin, 1914). Die Zeitenwende wird – wie in N-Tirol – durch das Auftreten von *Castanea* und *Juglans* markiert.
Mit der bajuwarischen Landnahme und dem erneuten Aufkommen des Bergbaues beginnen ausgedehnte Rodungen. Von 550–730 n. Chr. ist der Villanderer Berg praktisch waldfrei gewesen. Mit den Blütezeiten des Villanderer- und Pfunderer Bergbaues im 11. und 14. Jahrhundert (A. Staindl, 1957) und der intensiven Kulturnahme ist der zuvor teils wieder regenerierte Wald erneut bis in die Hochlagen zerstört worden. Erst nach dem Auflassen des Bergbaues und dem Erlaß von Forstgesetzen vermochte der Wald wieder hochzukommen.

Alte Hochflächen zwischen Etsch/Adige und Pustertal/Pusteria

In den sanften Formen auf den Hochflächen des Haflinger Plateaus, des Salten und des Ritten, in den Hochgebieten E des Eisack, der Seiser Alm und im Gipfelplateau des Schlern, im Pfalzener Mittelgebirge, um Schabs und E von Bruneck haben sich Reste von Altflächen eines seit der ausgehenden Tertiärzeit kaum allzusehr veränderten Felsreliefs erhalten (R. v. Klebelsberg, 1956). In dieses hätten Flüsse im Altpleistozän längs tektonisch vorgezeichneten Linien – vorab längs der N- und S-Alpen trennenden Pustertal-Linie – in den Warmzeiten Täler eingetieft. Doch sind die Talanlagen – wie auch die Pustertal-Linie – sicher älter, jungtertiär. In den verschiedenen Kaltzeiten sind diese von den Gletschern ausgeweitet worden, und in die Felssohlen haben ihre Schmelzwässer Furchen und Schluchten gesägt. Wie weit dabei die einzelnen Hochflächen, die sich im Pustertal vom obersten Silvester Tal über die Mündungen des Gsieser- und Antholzer Tales bis in die Hochfläche von Meransen und Spinges fortsetzen, als eine erste Eintiefung, als «alter Talboden», zu deuten sind, bedarf noch weiterer Untersuchungen. Wahrscheinlich stellen sie Reste ehemaliger Gletscherböden rechtsseitiger Zuschüsse dar, welche durch das Rienz-Eis gestaut und erst nach und nach von ihm aufgenommen wurden.

Der Talfer-Gletscher im Spätwürm

Im Würm-Maximum floß bei einer Spiegelhöhe des Eisack-Gletschers um 2400 m bei Sterzing/Vipiteno Eis über das Penser Joch/Passo di Pénnes (2211 m). Das von der Hohen Kreuz-Spitze/Monte Altacroce (2743 m) von WSW zufließende Eis wurde durch den Eisack-Gletscher gestaut und floß teilweise bereits über den Jaufenpaß/Passo di Monte Giovo (2099 m) durchs Passeier Tal gegen Meran zum Etsch-Gletscher ab (S. 198). Im hinteren Sarntal dürfte daher – mit A. Penck (in Penck & Brückner, 1909) – das Eis auf 2300 m gereicht haben, was aus der Überprägung der Roßeben-Alp hervorgeht.
Mit dem Ausfall der Transfluenzen und des Eiskontaktes zwischen Jocherer Berg/Monte del Passo (2392 m) und Villanderer Berg/M. Villandro (2509 m) erfuhr der Zufluß von Talfer-Eis zum Etsch-Gletscher eine erste Einbuße. Bereits ESE von Meran und W der Mündung des Gröden-Tales/Val Gardena wurde der Talfer-Gletscher durch gegen SE vordringendes Etsch- und gegen SW überfließendes Eisack-Eis zurückgestaut (S. 198).
Mit dem spätwürmzeitlichen Zurückschmelzen des Etsch- und des Eisack-Eises bis oberhalb von Bozen (S. 246) wurde auch der Talfer-Gletscher selbständig. Ein erstes Spät-

würm-Stadium zeichnet sich im Sarntal oberhalb der über 10 km langen Schlucht durch die permischen Ignimbrite des Bozener Quarzporphyr-Schildes, im Becken von Sarnthein/Sarentino um 950 m, ab. Ein zugehöriger Mittelmoränenrest hat sich auf dem Sporn zwischen Penser- und Durnholz-Tal/Valdurno erhalten.
Ein nächstes Stadium, in dem die Gletscher von der Hirzer Spitze/P. Cervina (2781 m) nochmals ins Penser Tal austraten, ist auf gut 1300 m angedeutet.
In einem weiteren Stand, wohl im Gschnitz-Stadium, blieben der von NW zugeflossene Weißenbach- und der Talfer-Gletscher selbständig. Im ausgehenden Spätwürm vermochten die beiden Eisströme aus den Quelltälern des Weißenbachs sich nicht mehr zu vereinigen; die vom Weißhorn (2705 m) gegen NE abgestiegene Zunge stirnte um 1700 m. Im Durnholztal vereinigten sich die Gletscher aus den beiden Hauptquellästen nochmals, so daß die Zunge das Becken des Durnholzer Sees eingenommen und bei Durnholz/Valdurno um 1570 m gestirnt haben dürfte.
Im letzten Spätwürm stieg der Weißbach-Gletscher von der Alpler Spitze (2748 m) bis 1700 m herab, und die vom Weißhorn gegen WSW bzw. NE abgeflossenen Gletscher endeten um 1800 bzw. 1700 m. Im Durnholztal reichten die Zungen bis 1900 m herab.
Nach dem Zurückschmelzen des Talfer-Gletschers hat die Talfer als ausgesprochener Wildbach sowohl das Sarntal als auch die Stadt Bozen, die auf ihren Schuttfächern im Mündungsgebiet von Etsch und Eisack erbaut wurde, wiederholt überflutet, besonders arg 1663, 1882 und 1891 (O. Stolz, 1936), 1957 und 1965 (J. Rampold, 1979).

Zur Ur- und Frühgeschichte von Etsch-, Sarn- und Eggen-Tal

Älteste – paläolithische – Funde stammen von Riparo Tagliente bei Verona (A. Broglio, 1972, 1973b; R. Lunz, 1981a). Während paläolithische Niederlassungen bisher im Etschtal gefehlt haben, sind Jägergruppen auch ins Trentino vorgestoßen: auf Carbonare-Folgaria, an den Lago di Ándolo und am Monte Bondone bis auf 1500 m Höhe (B. Bagolini, 1980, 1982).
Den ältesten spätwürmzeitlichen Zeugen des Menschen bildet ein Skelett, das in Zambana zwischen Trento und Mezzolombardo freigelegt worden ist. Aufgrund der Beigaben wird es – wie die ältesten Funde von Romagnano S von Trient (Fig. 125) - als Sauveterroid – epipaläolithisch – um 6000 v. Chr. – betrachtet (Broglio, 1971, 1973a). Silex-Werkzeuge aus dem 4. vorchristlichen Jahrtausend stammen von Mezzocorona (K. Th. Hoeniger, 1968) und weiter Etsch-abwärts von Gaban, Romagnano, Pradestel, Quinano NW von Verona, La Vela und Monte Rocca di Rívoli, jüngste von dort und von Isera. Die Siedlungen halten sich vorwiegend an Felsdächer am hochwassersicheren Talrand. Daneben sind wohl nur im Sommer aufgesuchte Jägerrastplätze in Bergregionen oberhalb der Waldgrenze bekannt geworden (Bagolini, 1972a; et al., 1975).
Aufgrund der Tierknochen wurden Steinbock, Hirsch, Reh, Gemse und Biber gejagt. Muscheln, Schildkröten und Fische sowie Wildfrüchte brachten Abwechslung in die Ernährung (Bagolini, 1976; Lunz, 1981a).
Bei Romagnano fand sich in noch mesolithischen Schichten bereits das erste jungsteinzeitliche Kulturelement: Keramik. Seßhafte neolithische Bauernkulturen treten jedoch erst in der 2. Hälfte des 5. Jahrtausends v. Chr. auf. In der Keramik des frühen Neolithikums zeichnen sich Zusammenhänge mit der oberitalienischen Fiorano-Kultur ab.
Die Siedlungen werden unter Felsdächern – Riparo Gaban bei Trient (Bagolini, 1975) –,

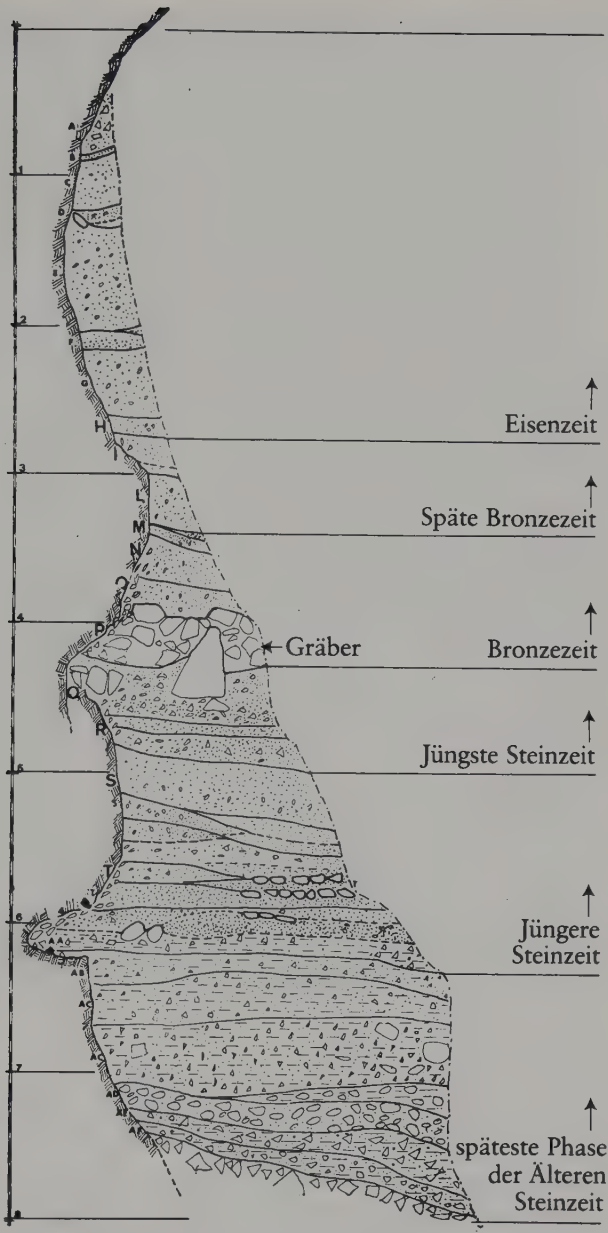


Fig. 125 Profil durch die Schichtfolge unter dem Felsdach von Romagnano-Loc III (Trentino).
Aus: L. Pauli, 1980, nach R. Perini, 1975, Abb. 1.

auf Kuppen – Sigmundskron – und auf Mur-Schuttkegeln – Romagnano – angelegt. Hirsch, Reh, Wildschwein und Hase sind die bedeutendsten Jagdtiere; Rind, Schwein und Hund sind als Haustiere nachgewiesen. Daneben setzt sich der Anbau von Einkorn und Emmer durch. Wie schon im Mesolithikum werden Kontakte mit den Küstengebieten aufrechterhalten, was sich in marinen Schnecken als Schmuck abzeichnet. Zu den Silex-Werkzeugen tritt die Herstellung von Geräten und Waffen aus Serpentin, Nephrit und Amphibolit (Lunz, 1981a). Einblicke ins geistige Leben vermitteln Knochen-Sta-

tuetten (Bagolini, 1972b). Frühneolithische Reste sind in Dornach bei Salurn entdeckt worden. Erst mit dem mittleren Neolithikum setzt sich die neolithische Wirtschaftsweise, der Anbau von Getreide, die Haustier-Haltung und die Viehzucht, durch. Bei der Siedlungswahl wurde vermehrt auf Sicherheit geachtet: Rívoli-Rocca, Isera-Corsi und Johanneskofel im Sarntal (L. Oberrauch/Lunz, 1978; Lunz, 1981a; Fig. 126).
Auch der Übergang von Trient ins Sarca-Tal wurde bereits im Neolithikum begangen, was Funde bei Vezzano, dem römischen Vicus Vettianus, belegen.
Silex-Kernstücke und Absplisse sind in Mezzolombardo, Silex-Werkzeuge in Sigmundskron/Ponte d'Adige, Cagnò am Nonsberg, in Trient, Madrano, Pérgine, Morì-Lóppio, am Monte Brione E von Riva und in Fiavè gefunden worden. Eklogit-Flachbeile bei Cádine belegen den schon damals benutzten Übergang von Trient zum Gardasee und ein Serpentin-Beilchen bei Méchel S von Cles das Vordringen ins Nonstal.
Spuren einer neolithischen Bevölkerung sind von Überetsch in der Kultur der Steinkisten-Gräber von Eppan/Appiano belegt (K. M. Mayr, 1928; Lunz, 1981a). Sie dürften zeitlich mit den Gräbern der Cortaillod- und der Pfyner Kultur sowie mit den Steinkistengräbern des Trentino und des Veronese in Verbindung gebracht werden.
Weitere Gräber konnten in Kaltern/Caldaro, Gratsch/Quarazze NE von Meran, La Vela W von Trient und in Ramarzollo N von Riva freigelegt werden. Menhire, figurale Steinsäulen, sind von Tramin, Völlan, Gratsch und – unter 5,5 m mächtigem Bachschutt – von Algund bei Meran sowie vom Penzlhof bei dem bereits 1256 erwähnten Kirchlein zu St. Verena auf dem Ritten bekannt geworden (L. Franz, 1955). Da analoge Kultsteine in Ligurien und in den Cevennen auftreten, werden sie den Ligurern, einem noch rätselhaften Volksstamm, zugeordnet, der auch Etsch-aufwärts vorgestoßen ist.
In der frühen Bronzezeit finden sich sowohl im Trentino – Romagnano und Montesei di Serso (R. Perini, 1980) als auch in Südtirol – St. Georgen-Pipe (Lunz, 1981a) – Hinweise auf Kupfererz-Gewinnung. In der ganzen Bronzezeit herrschen Kuppen- oder Höhensiedlungen vor. Wie schon in der Kupferzeit gründet sich die Wirtschaftsform auf Viehzucht mit Rindern und Schafen sowie auf Ackerbau; dazu kommt der Bergbau. In der Keramik bestehen Beziehungen zwischen Südtirol und dem Veroneser Raum sowie zu Osttirol und Salzburg, zu Nordtirol und Graubünden sowie zur Straubinger Kultur des nördlichen Alpen-Vorlandes.
Aus der frühen Bronzezeit des Etschtales stammen Keramik-Reste von St. Hippolyt, aus der mittleren eine Lanzenspitze von Bozen und vom Nonsberg, eine Dolchklinge von Cúnevo, ein Griffzungen- und ein Vollgriffschwert von Strigno in der Val Sugana. Der Kobaltbühel, ein Rundhöcker bei Völlan/Foiana, von dem vorab Keramik-Fragmente von der frühen Bronze- bis in die Hallstatt-Zeit bekannt geworden sind, wurde mehrfach besiedelt (W. Albrecht, 1978).
Auf natürlichen Anhöhen treten im Etschtal, in Überetsch, um Meran, auf dem Ritten und im Eggental von runden Schutzwällen aus Steinen umgebene Siedlungsplätze, Wallburgen, auf, von denen diejenigen des Piperbühel bei Klobenstein/Collalbo (K. M. Mayr, 1957, 1958, 1959) und von St. Verena bedeutende Funde geliefert haben (G. Innerebner, 1956, 1958a, b, 1962a, b; Innerebner & Lunz, 1975; Lunz, 1981a). Da vom Ritten gegen 50 Wallburgen und auch älteste Straßenreste nachgewiesen sind, dürfte bereits eine «Räterstraße» über diese Hochfläche geführt haben. Auf intensiveren Kupfererz-Abbau in der Endbronzezeit deuten die Schlacken-Funde von Grindlegg und von Wallneregg auf dem Ritten (Lunz, 1981a). Im Reinswald im hintersten Sarntal konnte ein Verhüttungsplatz nachgewiesen werden (Dal Ri, 1972). In Romeno am Nonsberg sind

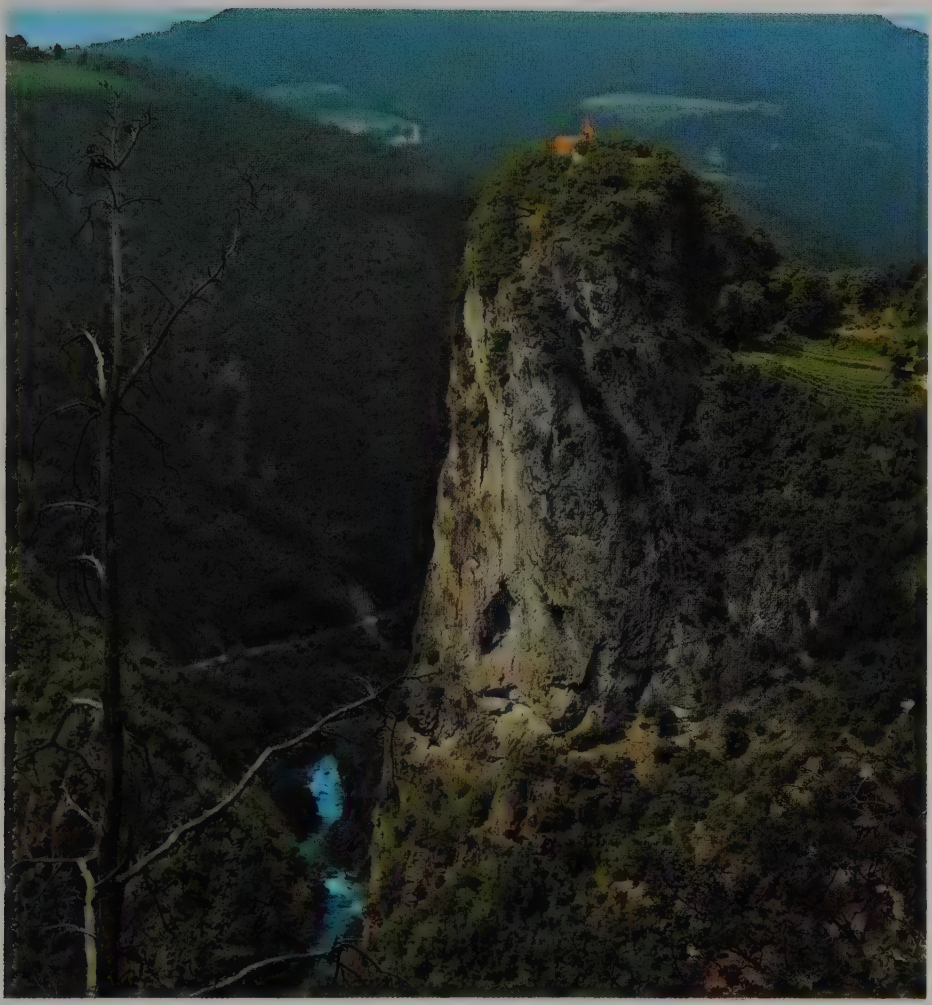


Fig. 126 Der Johanneskofel im Sarntal, die gewaltigste bronzezeitliche Fliehburg Südtirols, von L. Oberrauch 1938 entdeckt. Photo: Dr. R. Lunz.

Kupfer-Gußkuchen gefunden worden. Ein bronzezeitlicher Kupfer-Bergbau ist auch aus der Val Sugana, von Luserno und Cinquevalli, bekannt.

In der frühen Eisenzeit zeichnen sich – vorab in den Bronzeformen – starke italische Einflüsse ab. In der Keramik werden in die SE-alpine Tradition auch fremde Form- und Verzierungselemente aufgenommen. Siedlungen finden sich auf größeren Hügelkuppen, an Hangterrassen, in Mündungswinkeln von Flüssen und auf flachen Schuttabhängen. Zu den bedeutendsten eisenzeitlichen Höhensiedlungen zählen die Roßzähne W von Auer/Ora sowie die Kuppen der Leuchtenburg E des Kalterer Sees und des Hohenbühels (L. Oberrauch/R. Lunz, 1978).

Gegenüber der älteren Eisenzeit belegt die jüngere mit ihren zahlreichen Waffen keltischen und frührömischen Charakters eine politisch und sozial bewegtere Zeit. Schon in der mittleren Eisenzeit erscheint ein eigenständiger SE-alpiner Haustyp, das «rätische»

Haus (Perini, 1969). In der ausgehenden Eisenzeit tritt oft eine Zusammendrängung der Siedlungseinheiten auf Abhängen, Hangterrassen und Hügelkuppen auf. Schwer zugängliche Höhensiedlungen sind wohl als Fluchtburgen zu deuten.
Latènezeitliche Funde stammen von Terlago, Zambana, aus dem Avisio-Tal von Cembra und Mazzini, aus der Val Sugana von Lévico und Montesei di Serso (Perini, 1978). Auch die Hochfläche des Salten, auf der bei Flaas und Lafenn vorgeschichtliches Kupfer- und Bronzegeschirr freigelegt worden ist, bekundet alten Siedlungsraum.
In die Latène-Zeit fallen auch die ersten Inschriften auf Stein – Pfatten, Siebeneich, Piperbühel –, auf Bronze-Gefäßen – Greifenstein, an Zierformen – Dercolo im Trentino – und auf Keramik (G. B. Pellegrini & C. Sebesta, 1965).
Im Nonstal war Cles bereits im Neolithikum besiedelt. Die Tavola Clesiana aus dem Jahre 46 v. Chr. bezeugt die Zugehörigkeit zum römischen Reich. Prachtvolle mittellatènezeitliche Funde stammen von Méchel und San Zeno am Nonsberg. Dort bestand vor der Zerstörung durch die Kimbern am Ende des 2. Jahrhunderts eine bedeutende Siedlung. Diese nahm in der frühen Latènezeit ihren Anfang und reichte bis ins Spätlatène, aus dem Waffen, Fibeln, Werkzeuge und Geräte gefunden worden sind. Als Besonderheiten gelten Schälchen, Gefäßböden, Henkel und Werkzeuge mit Inschriften. Sense und Winzermesser bekunden eine entwickelte Landwirtschaft (G. v. Merhart, 1926; H. Nothdurfter, 1979).
Latènezeitliche Fingerringe, Bronze-Schmuckstücke, verbogene Schwerter und Lanzenspitzen sind in Siebeneich und bei der Schwefelquelle Moritzing, einem Quellheiligtum W von Bozen, geborgen worden (L. Franz, 1952; F. Huter, 1966). Von Terlan stammt eines der am reichsten verzierten Tongefäße. In Eppan verraten Funde von bäuerlichen Geräten bereits eine intensive Bewirtschaftung.
Auf dem Castion (1528 m) SE von Salurn, dem Rücken zwischen Etsch und Avisio, ist ein latènezeitlicher Ringwall erhalten, so daß dieser als Fluchtburg der Bevölkerung der oberen Val di Cembra Schutz zu bieten vermochte (Oberrauch/Lunz, 1978).
Das von Rätern, deren Sprache und Kulturgut auf das Akkadisch-Semitische zurückgehen (L. Brunner, 1982, M. Lichtenthal, 1982), und euganeischen Stämmen gegründete Oppidum Berna – Verona – wurde von keltischen Cenomanen besetzt; 83 v. Chr. wurde es römische Kolonie. Von der um 265 n. Chr. errichteten Stadtmauer sind noch Reste erhalten. Das Amphitheater stammt aus dem frühen 1., S. Procolo aus dem 5. Jahrhundert. 585 wurde beim Etsch-Hochwasser ein Teil der Stadt überflutet. Schon Ende des 2. Jahrhunderts v. Chr. war das Trentino in römische Abhängigkeit geraten (R. Perini, 1980; Lunz, 1981a).
Die unter Drusus 15 v. Chr. von Tridentum, dem Zentrum der Cenomanen mit rätischem Oppidum, das 24 v. Chr. besetzt wurde, über Salurnis – Salurn – Etsch-aufwärts vorgedrungenen Römer unterwarfen die Urbevölkerung, die sie – unabhängig der Stammesunterschiede – als «Räter» bezeichneten (Cato in E. Meyer, 1971; Osm. Menghin, 1971). Ob sich diese schon 112 v. Chr. in der Salurner Klause den gegen S vordringenden Kimbern entgegengestellt haben, ist ungewiß. Doch dürften sie versucht haben, dort die vorstoßenden Römer aufzuhalten.
Nach ihrer Niederlage zogen sich die Räter zum Teil in die Seitentäler zurück, wurden aber als gelehrige Schüler ihrer neuen Herren zu «Rätoromanen». Während das Rätoromanische sich als Grundelement in vielen Orts-, Flur- und Familiennamen über weiteste Bereiche der Alpen nachweisen läßt, vermochte es sich in Rätisch-Bünden, im Gröden- und Gadertal sowie im Friaul zu behaupten (E. Risch, 1971).

Ältesten Wegen folgend, bauten die Römer ihre Via Claudia Augusta von Hostilla – Ostiglia – über Tridentum nach Endidae (=Egna, Neumarkt), wo L. Dal Ri (in Lunz, 1981a) jüngst ein Straßenstück nachweisen konnte, und weiter Etsch-aufwärts. S von Bozen führten sie die Straße, dabei die durch Schuttfächer überschwemmte und häufig versumpfte Etsch-Ebene meidend, bei Auer über die Etsch und durch die Talung des Kalterer Sees. In Altenberg/Castelvécchio fanden sie Schwemmlehm für eine Ziegelei. Über Caldare – Kaltern und das Plateau von Überetsch bauten sie die Straße nach Appianum/Eppan. Mit dem Pons Drusi (Innerebner, 1956), dessen genauer Standort – über die Atesis – Etsch (bei Sigmundskron?) oder über den Ataeis – Eisack (bei Rentsch?) – noch nicht geklärt ist (W. Dondio, 1978), wurde zunächst der Raum N von Bozen erschlossen. Zugleich öffnete sich eine natürliche Fortsetzung Eisack-aufwärts: der östliche Ast der über den Brenner nach N führenden Via Claudia Augusta.

Römische Siedlungsreste sind bekannt geworden von Ala – ad Palatium, Avio, Rovereto, Mattarello und besonders von Trient, von Endidae, Castellum Foederis – Castellfeder, Gräber von Riva, Ala-Marani, Nomi, Terlago, Salurn und Eppan, Einzelfunde von Cles, Kurtinig, Kurtasch, Branzoll und Leifers. In Kaltern sind Gräber angefahren worden und aus dem Nonstal Siedlungen in S. Zeno und Méchel nachgewiesen.

In Bozen sind römische Zeugen – außer dem Regontius-Stein, einer um 300 n. Chr. gravierten Grabplatte – recht dürftig. Etsch-aufwärts sind welche von Terlan bekannt geworden. Da einerseits römische Münzen auf dem Ritten und andererseits ein Meilenstein bei Blumau in der Eisack-Schlucht gefunden wurden, ergaben sich Probleme bei der Rekonstruktion des Straßenverlaufs. Nach F. Rottensteiner (1969) wäre die Römerstraße über Blumau bis Steg dem Eisack gefolgt. Wo der Weg nach Tiers und Völs abzweigt, wäre auch die Brenner-Straße – an der heutigen Ruine Stein vorbei – auf die Ritten-Hochfläche angestiegen.

Nach mißglückten Versuchen, die gegen S vordrängenden Germanen am Engnis von Veldidena (S von Innsbruck) militärisch und vertraglich aufhalten zu können, nahm Stilicho die rätischen und norischen Grenztruppen 402 über den Brenner zurück und konnte damit die von SE, aus Illyrien, gegen NW vorstoßenden Westgoten unter Alarich zurückwerfen (H. J. Kellner, 1976; Lunz, 1981a).

Nach dem Zerfall des Weströmischen Reiches 476 n. Chr. wurde das untere Etschtal und Südtirol Durchzugsland verschiedener Stämme: versprengter Goten, später der Franken. Verona war Residenz des Ostgoten-Königs Theoderich, dann der Langobarden-Könige.

Bereits 385 wurde das an den Abzweigungen zum Gardasee und in die Val Sugana gelegene Trient Bischofssitz. 405 erlitt St. Vigil in Spiazzo im Sarca-Tal den Märtyrertod. Um 397 erfuhren drei Missionare in S. Zeno dieses Schicksal.

Nach 569 dehnten Langobarden von Trient aus ihre Macht Etsch- und Eisack-aufwärts aus, kämpften 580 in der Salurner Klause gegen die Franken und stritten mehrfach mit den Bajuwaren. Beim Franken-Einfall wurde die Altenburg, das Castellum Appianum, zerstört. Seit der Wende zum 7. Jahrhundert drängten Bajuwaren auch nach SE ins Pustertal (S. 276) und nach S durchs Eisacktal vor, stiegen über den Ritten und fielen in den Talkessel von Bozen ein. Um 680 bewohnte dort ein bajuwarischer Grenzgraf das Castellum Bauzanum (Hoeniger, 1956). Unter dem Bischof von Trient entstand aus dem ländlichen Dorf an der Eisackfurt um 1050 eine Verkehrssiedlung, die 1286 das Stadtrecht verliehen bekam.

Aus dem Etschtal drangen Bajuwaren Ende des 7. Jahrhunderts übers Gampen-Joch und

aus dem Ultental übers Hohmadjoch nach S vor und rodeten am waldreichen Nonsberg erste deutsche Siedlungsinseln: Unsere Liebe Frau im Walde/Senale, St. Felix, Laurein/Lauregna und Proveis/Provés. Mit der «Teutschgegent am Nonsberg» (K. Altenstetter, 1959; Langes, 1977b) lag dieses Gebiet schon im 13. Jahrhundert jenseits der damaligen politischen Grenze. Obwohl der Mendelpaß (1363 m) erst im 11. Jahrhundert erwähnt wird, dürfte er wohl schon weit früher begangen worden sein, worauf auch die römischen Funde von Revò im Nonstal hindeuten.
Der Übergang von Madonna di Campiglio wurde 787 von Karl dem Grossen benützt; seit 1188 steht dort ein Hospiz.
Bis ins Spätmittelalter führte die bedeutendste Nord-Süd-Verbindung der Alpen über den 870 als Monte Ritano erwähnten Ritten/Renon, was A. Lun (1937) als «Weg durch das Gebiet der Räter» deuten möchte. Um 1027, bei der Urkundung des Staufer Kaisers Konrad II. zu Fontana Frigida – Kaltenbrunn bei Lengmoos –, war die Hochfläche noch ein Waldgebiet mit nur bescheidenen Rodungsinseln. Umfangreiche Rodungen erfolgten dagegen im Vinschgau und um Bozen für die Anlage weiterer Weingärten, vorab für süddeutsche Klöster und Bischofssitze. Bis ins ausgehende 12. Jahrhundert bestand bei Sigmundskron mit der Langobardenfeste Formicaria eine Furt. Erst nach 1314 wurde die wilde Eisackschlucht gangbar und um 1480 der Weg zur Straße ausgebaut.
Nals/Nalles und Mölten/Meltina auf dem Tschöggelberg werden bereits 830 erstmals genannt. Doch war diese Hochfläche schon in vorgeschichtlicher Zeit besiedelt.
Terlan wird als Torilan 923 erwähnt. Zum gegenüber gelegenen Andrian soll um 1200 ein Fährbetrieb bestanden haben. Zugleich soll bereits 1242 die Etsch bis dorthin schiffbar gewesen sein; für größere Holzflöße lag der Hafen bei Branzoll.
Da das Sarntal durch die Sarner Schlucht nur schwer zugänglich war und prähistorische Funde zunächst auf die Randgebiete beschränkt schienen – eine Bronzeaxt am Penserjoch, Spuren eines weit zurückreichenden Bergbaues bei Reinswald im Durnholztal (L. Dal Ri, 1972) und ein Bronzebeil am N-Eingang der Sarner Schlucht –, wurde angenommen, die Besiedlung des 1142 als Valle Sarentin erwähnten Tales (F. Huter, 1966) wäre von den Randgebieten aus erfolgt. Dies traf für das von Sterzing aus besiedelte Penser Tal zu. Auch das Durnholztal wurde wohl zunächst von Brixen und Klausen aus begangen. Funde in Sarnthein aus der jüngsten Eisenzeit und in der Sarner Schlucht belegen jedoch, daß der Zugang spätestens in der ausgehenden Eisenzeit durch die Schlucht erfolgt ist (G. Niederwanger, 1977). Sarnthein wird um 1140 erstmals erwähnt.
Das wichtigste Zeugnis für eine rätische Bevölkerung im Sarntal sind Orts- und Flurnamen. Vom prähistorischen Höhenweg Eisacktal–Meran und von Sarnthein aus dürften um 800 Bajuwaren eingewandert sein, so daß das Sarntal heute als «das deutscheste aller Täler südlich vom Brenner» gilt (J. Tarneller, in Rampold, 1979). Seine Abgeschiedenheit äußert sich auch in der späten Ausrottung von Luchs – nach 1850 – und Bär. Wie in der Schweiz, wo sich der Bär nur bis 1904 zu halten vermochte, wurde er auch im Sarntal (A. Romen, 1950) und im Veltlin zu Beginn des 20. Jahrhunderts ausgerottet (S. 163). Nur in den noch weitgehend ursprünglichen Wäldern der Brenta-Gruppe und des östlichen Adamello, vorab in der Val Génova, vermochte er – dank strenger Schutzbestimmungen – sich bis heute zu behaupten (F. Zunino, 1975; G. Daldoss, 1979).
Für das Gebiet E von Bozen sind die mesolithischen Funde auf dem Reiterjoch W des Latemar, vom Lavazè-Joch (1808 m) und vom Jochgrimm (1989 m), den Übergängen aus dem Eggen- ins Fassatal bedeutsam (Broglio/Lunz, 1978, Lunz, 1981a; S. 255).

Fig. 127 Die Rundhöcker von St. Verena an der alten Kaiserstraße hoch über der damals noch unwegsamen Eisackschlucht. Im Hintergrund der Schlern. Photo: J. TAPPEINER, Meran.

Neben den prähistorischen Fundstellen INNEREBNERS (1959) nennt L. OBERRAUCH-GRIES (1965) die Eyburg W von Deutschnofen/Nova Ponente. In der Eggentaler Schlucht sind am Burgstallbühel eine steinerne Handmühle, eine bronzene Lanzenspitze und ein Bronzebeil gefunden worden.

Da aus dem Eggental bisher kaum römische Spuren bekannt sind, kommt dem bei Gummer/S. Valentino in Campo gehobenen Römerstein, der nach der Inschrift als Saturn-Heiligtum gedeutet wird, Bedeutung zu (F. SARTORI, 1975).

Obwohl sich bis zur Jahrtausendwende keine Siedlungskontinuität nachweisen läßt, dürften die Alpen des Eggentales über die leicht begehbaren Sättel zwischen Karer Paß/Passo

di Costalunga (1742 m) und Jochgrimm – wohl im Zusammenhang mit einem frühen Bergbau – vom Fassa- und vom Fleimstal her bestoßen worden sein. Die erst im 12. und 13. Jahrhundert einsetzende Landnahme erfolgte mit Nova latina – Welschnofen – 122[illegible] durch rätoromanische Siedler von SE her. Ekke – Eggen/S. Nicolo d'Ega und Nova Teutonica – Deutschnofen – sind von NW her gerodet worden. Sie werden 1186 bzw. 1270 erstmals erwähnt.
Über die Herkunft der Ureinwohner des Fleims- und des Fassatales gehen die Meinungen auseinander. Da im Fassatal römische Bauten, Waffen und Münzen fehlen, dürfte dieses wohl von den Römern unberührt geblieben sein. Gleichwohl ist die Urbevölkerung romanisiert worden (Langes, 1977a).
Die Christianisierung begann schon im späten 4. Jahrhundert, vorab durch Lukan, den Bischof von Säben (S. 253). Die erste Erwähnung des Fassatales erfolgte 1050. Das Kirchlein zu Sant'Ujana/St. Juliana oberhalb von Vic/Vigo di Fassa gilt als das älteste des Tales, jenes von Moena-St.Wolfgang wurde 1025, jenes von St. Vigil 1164 erbaut. Auch Campitello war schon früh besiedelt.

Der Eisack-Gletscher im Spätwürm

Zur Zeit der würmzeitlichen Vorstoßphasen, in den Hochwürm- sowie während der ersten Spätwürm-Stände wurde jeweils Eis aus den von E mündenden westlichen Dolomiten-Tälern durch die stauende Wirkung des Eisack-Gletschers gegen SW abgedrängt. Dadurch wurden auf den Hochflächen E des Eisack, durch Hauptkluftrichtungen begünstigt, zahlreiche Rundhöcker herausmodelliert.
Im Meraner Stadium nahm der Eisack/Isarco-Gletscher bei Brixen/Bressanone den Rienz-Gletscher aus dem Pustertal und weiter talauswärts den Villnößer Gletscher auf und stieß nochmals bis Klausen/Chiusa vor. Dabei wurde die Mündung des Tales mit Schottern verfüllt. Bei Klausen stieß der Tinnebach-Gletscher bis an den Talausgang W des Klosters Säben vor (Fig. 128).
Damals dürfte der *Eggen-Gletscher* vom Latemar (2845 m) und vom Rosengarten/Catináccio (2981 m) noch bis nahe an den Talausgang, bis auf wenige km an Bozen herangereicht haben, was im engen Tal da und dort durch eine Moränendecke und Reste von mit Moräne vermischten alten Schottern belegt wird.
Ein nächstjüngerer Stand zeichnet sich unterhalb von Welschnofen/Nova Levante bzw. oberhalb von Unter Eggenthal/S. Nicolo d'Ega um 900 m durch stirnnahe Moränen ab. In dem auf das Stadium von Auer/Ora folgenden Interstadial schmolz das Eisack-Eis kräftig zurück: *Eisack-* und *Rienz-Gletscher* wurden selbständig. In einer nächsten Kühlphase stießen sie erneut vor, der Eisack-Gletscher bis gegen Brixen/Bressanone. Dort stellen sich in eingedeckten Rinnen der Rienz (G. B. Castiglioni, 1964a, b, 1968, in P. Baggio et al., 1969k), von R. v. Klebelsberg (1926) noch als Riß/Würm-interglazial gedeutete, vom Eis überfahrene Ablagerungen ein: eine spätglaziale, durch Schmelzwässer zerschnittene Sanderflur, stirnnahe Moränen und eine randliche Abflußrinne.
Auch der Rienz-Gletscher rückte damals wieder bis Schabs/Sciáves vor, wobei die Schmelzwässer zunächst eine neue Rinne eintieften, später jedoch eine bereits subglaziär angelegte Furche fanden und wieder ausräumten. Auch durch das Lüsental drang nochmals eine Eiszunge bis in die Rienz-Schlucht vor.
Zweigreste von *Juniperus* – Wacholder – in den Bändertonen von Schabs ergaben –

Fig. 128 Staumoräne des bei Klausen/Chiuso sich mit dem Eisack-Gletscher vereinigenden Tinnebach-Gletschers vom Kloster Säben aus. Im Hintergrund das Dorf Latzfons.

nach anfänglich zu tiefen Werten – 64400 ± 1000 Jahre v. h. (F. Fliri, 1973, 1978). Die Verbreitung der Bändertone deutet darauf hin, daß sie wohl in einem Eisstausee zwischen Rienz- und Eisack-Gletscher abgelagert worden sind, die sich im Becken von Brixen eben noch vereinigt hatten. Auch die Wacholderzweige sowie eine von S. Bortenschlager (in Fliri, 1979) untersuchte Pollenprobe deuten ebenfalls auf ein kühl- bis kaltzeitliches Klima. Durch diesen frühwürmzeitlichen Vorstoß fand wohl ein wärmeres Interstadial sein Ende. Hiefür fällt allenfalls dasjenige in Betracht, das in den Ligniten von La Flachère im Grésivaudan durch einen dichten Eichenmischwald (Ch. Hannss et al., 1976; P. M. Grootes, 1977) und in den Schieferkohlen des bayerischen Alpen-Vorlandes, in Höfen durch *Picea* mit Eichenmischwald-Elementen und in Pömetsried (P. Peschke in B. Frenzel ed., 1976, 1978) durch einen Fichtenwald dokumentiert wird. Aufgrund der ^{14}C-Daten werden diese ins Brörup-Interstadial gestellt. Damals dürfte der Eisack-Gletscher wohl höchstens bis gegen Gossensass und der Rienz-Gletscher bis ins Höhlental S von Toblach gereicht haben. In dem auf den Stand von Schabs folgenden Interstadial wären die beiden bis gegen Sterzing bzw. – zusammen mit dem Ahr-Gletscher – ins Becken von Bruneck zurückgeschmolzen. Beim nächsten Vorstoß wären sie dann, ohne die im Strömungsschatten gelegenen Schabser Bändertone wegzuräumen, über Brixen hinaus weiter Eisack-abwärts vorgefahren. Damit dürften sich in den S-Alpen erste Hinweise für frühwürmzeitliche Eisrandlagen ergeben.

Über niedere Pässe hing das Eisack-Eis gegen E mit dem *Gader-Gletscher* des Gadertales/Val Badìa zusammen, der mit dem von N aus dem Tauferer Tal ausgetretenen Ahr-Gletscher im Rundhöcker-Gebiet zwischen Bruneck/Brunico und Ehrenburg/Casteldarne – in den Rienz-Gletscher mündete (S. 262). Anderseits wandte sich Eis aus

dem Talschluß zwischen Peitlerkofel/Sass Bütja (2874 m) und Wälscher Ring gegen W, floß über das Halsl/Passo Rodella ins Aferer-Tal/V. di Éores und vereinigte sich S von Brixen mit dem Eisack-Gletscher.

Noch über dem mittleren Eisacktal stand das Eis nach der Vereinigung von Rienz- und Eisack-Gletscher in den würmzeitlichen Maximalständen bis auf über 2000 m. Ein tieferer Eisstand, wohl die Eishöhe zur Zeit der inneren Jung-Endmoränen, ist auf 1900 m zu erkennen. Bei der Mündung des Villnößer Gletschers stand die Eisoberfläche um Klausen auf 1900 m, so daß der Tschanberg ESE von Klausen und der Sam-Berg NW von Villanders noch unter dem Eis lagen.

Markante stirnnahe Wallmoränen und eine seitliche Schmelzwasserrinne des Eisack-Gletschers zeichnen sich bei Vahrn, solche des Aferer- und Villnößer Gletschers an den Talausgängen ab. Zugleich stieß von W auch der Schalderer-Gletscher aus den Karen zwischen Königsanger Spitze (2436 m) und Karspitze (2517 m) bis an die Mündung vor. Aus dem Lutter-Graben, dem Flagger-, dem Puntleider- und dem Eggental stießen rechte Seitengletscher nochmals fast bis ins Eisacktal vor. Auch von links, aus dem Senges- und aus dem Maulser Tal drangen sich vereinigende Eisströme noch bis Mauls vor, was verkittete Schuttkegelreste und stirnnahe Moränenreste belegen.

Ein nächstes Stadium des Eisack-Gletschers läßt sich bei Stilfes beobachten, wo niedergefahrene Bergsturzmassen vom Eisack-Eis nochmals zu Tumas überprägt worden sind. Nach dem Zurückschmelzen des Eises bildeten sich hinter den das Tal abdämmenden Sanderkegeln von Mauls und von Niederried–Pfulters sowie hinter den eisüberprägten Bergsturzmassen von Stilfes seichte Seen, die durch die Schuttfächer von Stilfes und von Trens allmählich zugeschüttet worden waren, in Relikten aber bis in geschichtliche Zeit bestanden hatten, was neben den Mooren von Bad Möders und Sterzing auch durch den Hof Weiern belegt wird.

Aus dem Zungenbecken des Sterzinger Mooses ragen die Rundhöcker mit Schloß Reifenstein, der Kirche zu St. Zeno und der Thumburg empor.

Im Einzugsgebiet des Eisack stießen der Pflersch-Gletscher vom Feuerstein (3265 m) und vom Tribulaun (3906 m) und der Ridnauner Gletscher vom Zuckerhütl (3507 m) wieder bis Sterzing/Vipiteno, bis 950 m, vor; der Pfitscher-Gletscher vom Hochfeiler/Gran Pilastro (3510 m) endete, ebenfalls durch stirnnahe Seitenmoränen belegt, unterhalb von Wiesen/Prati, vor der Mündung des Pfitscher Tales/Val di Vizzo ins Eisacktal, dessen Moorboden als ehemaliges Zungenbecken und dessen anschließender Schotterboden unterhalb von Sterzing als Sanderflur der drei Gletscher zu deuten ist.

Aufgrund der Lage der Zungenenden und der vergleichbaren Einzugsgebiete dürfte dieser Vorstoß auf der N-Seite des Brenners dem Steinach-Stadium entsprechen (S. 111). Von Thuins SW von Sterzing nach Vill verläuft eine Mittelmoräne.

Interne Stände finden sich beim Pflersch-Gletscher bei Gossensass/Colle Isarco, beim *Ridnauner Gletscher* hinter Mareit/Mareta und beim *Ratschings-Gletscher* hinter Bichl. Auch aus den Seitenästen des Jaufentales stießen Eiszungen nochmals bis gegen die Mündungen vor. Diese Stände wären wohl der Endmoräne von Trins im Gschnitztal, dem Gschnitz-Stadium des Typusgebietes, gleichzusetzen.

Durch den Ridnaun/Etsch-Gletscher wurde der aus dem Pfitscher Tal austretende Gletscher ganz auf die linke Talseite gedrängt, so daß sich dort der Rundhöcker von Sprechenstein ausbildete. Umgekehrt floß das SW von Sterzing mündende Eis zwischen den Rundhöckern Thumberg–St. Zeno–Reifenstein und der rechten Talflanke ab.

Nach dem Zurückschmelzen des Eises aus dem Zungenbecken des Sterzinger Mooses

brach im vorderen Pfitschtal ein Bergsturz nieder, der die Schmelzwässer des *Pfitsch-Gletschers* zu einem See aufstaute. Mit dem Durchsägen des Riegels entleerte sich der See allmählich und verlandete im Holozän zu einem Ried.
Stirnnahe Seitenmoränen im mittleren Pfitschtal verraten ein Zungenende bei Rain, auf 1400 m. Im ausgehenden Spätwürm vereinigten sich die beiden Gletscherarme des Ober- und des Unterberg-Tales und stirnten bei Stein, auf knapp 1500 m. Im letzten Spätwürm endeten die beiden bei der Talgabelung, wo sich mehrere stirnnahe Moränen abzeichnen.
In den frührezenten Vorstößen hatten sich im Oberberg-Tal Hoch- und Grieß-Ferner von der Hochferner Spitze (3470 m) und im Unterberg-Tal Weißkar- und Glider-Ferner vom Hochfeiler/Gran Pilastro (3509 m) vereinigt und stirnten um 2200 m.
Auf dem Pfitscher Joch/Passo di Vizze (2251 m) zeugen Rundhöcker und kleine, vom Eis ausgekolkte Seen von einer mächtigen Eistransfluenz aus dem hintersten Zamsergrund, die eine Eisüberprägung bis 2500 m erkennen läßt. Noch bis ins jüngere Spätwürm floß Zillertaler Eis über diesen Sattel ins Pfitschtal (S. 105).
Über das Pfitscher Joch erfolgte im Mittelalter auch die Besiedlung des hinteren Pfitschtales, was sich noch heute in der Sprache erkennen läßt.

Die westlichen Dolomiten im Eiszeitalter

In den zentralen Dolomiten sind für die Talbildung neben markanter Bruchtektonik, wie sie sich etwa in der und um die Sella-Gruppe äußert, und steilen Aufschiebungen, wie sie sich N und S der Marmolada und in der Paßfurche des Falzárego und des Tre Croci abzeichnen, auch die Faziesdifferenzen zwischen den erosionsresistenten Riff-Bildungen und der weicheren tuffitischen Becken-Fazies von Bedeutung. Ihnen folgten bereits bei der Platznahme der Gesteinsabfolgen erste Talläufe, die spätestens im ältesten Quartär von ersten Gletschern und deren Schmelzwässern ausgeweitet wurden und im Laufe des Eiszeitalters ihre weitere Ausgestaltung erhielten.
Im Eggental brachte A. Penck (in Penck & Brückner, 1909) die Endmoräne von Ober Poppener (1300 m) SE von Welschnofen/Nova Levante mit einem *Latemar-Gletscher* in Zusammenhang. Aufgrund des reichen Anteils an Schlern-Dolomit und an Quarzporphyr sah R. v. Klebelsberg (1927) in ihr auch eine Zufuhr von NE, aus dem südlichen Rosengarten, der Roten Wand/Roda di Vaél (2806 m). G. Gatto (1980) versucht Spätwürm-Stände auseinanderzuhalten und deutet die Latemar-Seen als Glazialkolke.
Ein älterer, durch Endmoränen mit Lokalmaterial, mit roten, fossilführenden Raibler-schichten gekennzeichneter Vorstoß eines Schlern-Gletschers reichte im Schlern-Graben bis Ums, bis 880 m. Nach v. Klebelsberg lag die Schneegrenze kaum über 1800 m.
Puflatsch-Alpe und Seiser Alm waren noch im mittleren Spätwürm verfirnt, die Hochfläche des Schlern/Sciliar (2564 m) war es noch im letzten Spätwürm, während ihre Firndecke im mittleren Spätwürm durch die Seiser Klamm und den Schlern-Graben abfloß, über die Plateauränder abbrach und sich in den beiden Randtälern, im Tschamin- und im Frötschtal, sammelte. Dabei stieß der Frötsch-Gletscher bis unter Seis/Siusi vor. Durch das Völsertal/Val di Fiè schob sich ein Gletscher bis gegen 900 m herab. All diese Stände hat v. Klebelsberg (1942, 1949, 1951) als «Schlern-Stadium» zusammengefaßt. Auch aus den Eisack-aufwärts mündenden Dolomiten-Tälern hat er spätwürmzeitliche Moränenstaffeln erwähnt.
In dem bei Blumau/Prato all'Isarco mündenden Tierser Tal/V. di Tires zeichnet sich ein

erstes Spätwürm-Stadium des selbständig gewordenen *Brei-Gletschers* durch stirnnahe Seitenmoränen bei Breien/Brie um knapp 700 m und durch Moränenterrassen in Tiers ab. Ein nächstes Stadium ist bei St. Cyprian um 1040 m durch stirnnahe Wallreste belegt. Dabei vermochten die beiden Hauptäste des Brei-Gletschers sich noch zu vereinigen. Nächste markante stirnnahe Moränenwälle – wohl des Gschnitz-Stadiums – deuten in den Quellästen auf Zungenenden um 1350 m hin. Moränen des ausgehenden Spätwürm verraten solche um 1500 m.

Im letzten Spätwürm stießen die Gletscher von der Kette des Rosengarten/Catináccio (2981 m)–Roterd-Spitze/Cima di Terrarossa (2655 m) ein letztesmal bis 1600 m herab (P. Leonardi et al., 1961 K, 1967).

Moränen von wieder bis an die Mündung ins Eisacktal vorgestoßenen Seitengletschern lassen sich verschiedentlich beobachten, so besonders beim *Grödner Gletscher*. Moräne mit zahlreichen Blöcken von Grödner Sandstein liegt auf dem Panider Sattel, dem Übergang von St. Ulrich nach Kastelruth. Sie verraten einen Eisstand des Grödner Gletschers bei der Mündung des Brembaches um gut 700 m. Von den Quarzporphyr-Wänden Außerraschötz/Rasciesa di Fuori–Rungaditsch – Panider Sattel brachen seit dem Zurückschmelzen des Eises mehrfach Felsstürze nieder.

In dem in seinem unteren Teil tief eingeschnittenen Gröden-Tal / Val Gardena liegt bei St. Ulrich/Urtijei/Ortisei (1234 m) wieder eine Moränendecke. Dort zeichnen sich zudem beidseits des Tales stirnnahe Seitenmoränen ab. Auch der St. Anna-Grat NE von St. Ulrich wurde damals ein letztesmal vom Eis überprägt. Durch die gut 2 km weiter W mündende Pufelser Schlucht/Gola di Bulla stieß noch im St. Ulrich-Stadium eine Eiszunge bis ins Gröden-Tal vor. Ausgeprägtere Staffeln bekunden einen nochmaligen Vorstoß der Gletscher vom Langkofel/Sassolungo (3178 m), von der Sella-Gruppe und von der Geisler Spitzen/Sass Rigais–Gardenáccia-Gruppe gegen St. Christina. Das von der Seceda (2519 m) gegen SW abfließende Eis reichte damals bis Oberwinkel/Vico di sopra, später noch bis zur Seilbahn-Mittelstation.

Jüngere Wallmoränen, wohl Gschnitz-Stände, mit Zungenenden um 1500 m, stellen sich im obersten Gröden-Tal bei Wolkenstein/Selva ein (O. Reithofer, 1928 a), jüngere beim Langkofel-Gletscher auf dem Confinboden, bei den Sella-Gletschern auf Plan de Gralba und – um 1900 m – auf Plan de Fréa. Der gegen SW exponierte Cisles-Gletscher endete auf 2080 m. Einen weiteren Stand erwähnten v. Klebelsberg (1926) und Reithofer (1928 a) N vom Crespeina-See (S. 266), wo ein Gletscher Geschiebe von Raiblerschichten auf Dachstein-Dolomit abgelagert hat.

Im letzten Spätwürm sind auch die Hochflächen der Sella-Gruppe, deren Anlagen tief ins Quartär zurückreichen, ein letztesmal überprägt worden (Fig. 129). Noch im letzten Spätwürm floß Eis durch die extremen Schattentäler, durch die Val de Mesdi gegen N und durch das Vallon gegen E, bis 1900 m herab. Durch die SW-exponierte Val Lastiés hing eine Eiszunge bis 2250 m herab. Frührezente Moränen liegen auf der nordwestlichen Sella-Terrasse unter dem Piz Ciavazes und unter den Méisules (Reithofer, 1928 b). Eine frührezente Moräne hat sich NW der Langkofel-Scharte erhalten. Auch die Moränen auf dem Raiblerplateau der Pisciadu in der nördlichen Sella-Gruppe dürften damals abgelagert worden sein.

Im Villnößer Tal/Val di Funes endete ein selbständig gewordener *Villnößer Gletscher* um 900 m. Ein älterer Stand zeichnet sich bei Villnöß um 1100 m, ein jüngerer um 1300 m bei St. Magdalena durch stirnnahe Seitenmoränen ab.

Ausgeprägte Moränen von Gletschern der Geisler Spitzen (3025 m) belegen SE der Alp

Fig. 129 Das vom Gipfeleis überprägte Hochplateau der Sella vom Piz Boé aus.

Zams ein Zungenende um 1700 m. Auch in den weiter W gelegenen Quelltälern verraten Moränen bis 1650 m bzw. 1600 m abgestiegene Zungen, wohl das Daun-Stadium. Heute liegt die klimatische Schneegrenze in den Hochlagen der westlichen Dolomiten, etwa in der Sella-Gruppe, aufgrund eines kleinen Firnflecks, der sich auf der N-Seite des Piz Boé (3152 m) erhalten hat, um 3000 m. Dies deckt sich mit ihrer Lage an der Marmolada (3342 m). Auf ihrer NE-Abdachung reichte ein Gletscher mit mehreren Zungen noch um 1930 bis auf 2500 m herab.

Zur Ur- und Frühgeschichte des Eisacktales und der westlichen Dolomiten

Im Eisack-Tal reichen die ältesten Siedlungen bis ins Mesolithikum zurück (S. 255). Der Brenner, mit 1370 m der niedrigste Alpenübergang, wurde spätestens in der frühen Bronzezeit – um 1700 v. Chr. – regelmäßig begangen (F. Huter, 1965). Von Gossensass/Colle Isarco ist ein prähistorischer Mahlstein einer Handmühle bekannt geworden.
Die Geschichte des Pflersch-Tales ist eng mit dem Schneeberger Bergbau verbunden. Aufgrund von Sonnenrädern und Kreuzen am Eingang eines verfallenen Stollens wird dieser teils gar für vorrömisch gehalten; nach G. Innerebner ist er eher mittelalterlich.
In Tschöfels bei Sterzing/Vipiteno wurden reichlich Tonscherben sowie Beile aus der mittleren Bronze- bis in die späte Hallstatt-Zeit geborgen. Ähnliche Siedlungen sind vom Burgstall, vom Eingang ins Pfitschtal sowie von den Burghügeln von Sprechenstein, Reifenstein und vom Thumberg am S-Rand des Sterzinger Mooses bekannt geworden. Der Kronplatz-Hügel lieferte Bronzeringe und Fibeln. Auf einem dieser Felsbuckel vermutet Innerebner das Castellum Vipitenum, im Sattel dahinter, «in der Vill»,

den zugehörigen vicus, wofür auch die Mündung des ehemaligen Jaufen-Weges sprechen würde. 827/28 tritt die Siedlung als Uuipitina auf. Ebenso werden weiter W Telues – Tefels und SE die beiden gegenüberliegenden Orte Trens – Torrentes – und Stilfes bereits damals erwähnt.
Im Jaufental ist ein bronzenes Lappenbeil gefunden worden. Historische Notizen über den Jaufen, den direkten Übergang nach Meran, reichen bis ins frühe 12. Jahrhundert zurück. Um 1300 wurde dort ein erstes hospitium erbaut (J. Rampold, 1977b).
Die bedeutendste bronzezeitliche Fliehburg Südtirols entdeckte L. Oberrauch (1938 in Oberrauch/Lunz, 1978) auf dem Johanneskofel, einem Rundhöcker am oberen Eingang der Talfer-Schlucht (Fig. 126).
Eisack-abwärts sind in Freienfeld/Campo di Trens ein römischer Meilenstein und bei Mauls/Mules, das schon 990 als Vallis runealis Mules erwähnt wird, römische Inschriften-Steine gefunden worden. Bei Franzensfeste ist ein römisches Straßenstück mit Wagengeleisen erhalten (H. Kramer, 1957; Lunz, 1981a).
Am Ochsenbühel-Rundhöcker am Eingang ins Pustertal hat A. Egger (1951) Siedlungsreste und Ringwälle und von Elvas eine latènezeitliche Siedlung nachgewiesen. Die über den Eisack führende Brücke wird 1178 erwähnt.
Am sonnigen Berghang von Brixen-Stufels siedelten Mesolithiker, was durch eine Steinwerkstätte mit Mikrolithen belegt wird (L. Dal Ri, in B. Bagolini et al., 1976).
Eine Silex-Klinge von Wolfsthurn W von Sterzing stammt aus dem Neolithikum. Wie vom Ritten (S. 240) ist auch von Villanders ein Figuren-Menhir bekannt geworden.
Am Nössingbühel, einem Rundhöcker mit Schalensteinen bei Neustift, wurde eine frühbronzezeitliche Siedlung freigelegt. Weitere sind von Villanders (Lunz, 1981a) und von Völser Aicha bekannt geworden (Dal Ri, 1978).
Am Plabacher Hügel an der Straße nach Lüsen, das 893 als forestis Lusinam erwähnt wird, ist ein um 1300 v. Chr. errichtetes Dorf entdeckt worden (Innerebner, 1960).
Bei Mel(l)aun SE von Brixen sind von F. v. Wieser 1908 über 70 Brandgräber aufgedeckt worden, die aufgrund der reichen Keramik der jüngeren Hallstatt-Zeit zugewiesen worden sind. Die *Melauner Kultur* breitete sich beidseits des Brenners, Etsch-aufwärts ins Engadin und – N der Alpen – bis ins St. Galler Rheintal und ins Seeztal aus (B. Frei, 1971; Bd. 1, S. 256). Doch können die Räter nicht als Abkömmlinge der Melauner Kulturträger betrachtet werden, da diese gegen S nicht über Nomi N von Rovereto hinausreichen (R. Lunz, 1981b). Etwas älter dürfte die von Egger (1951) nach dem Laugen, einem Moorsee bei Natz, als *Laugener Kultur* bezeichnete Pfahlbausiedlung sein, die auf dem Plateau von Natz-Schabs/Sciáves in einer vom Eis ausgekolkten Mulde freigelegt worden ist. Sie zeichnet sich durch eine Keramik mit Rundhenkeln, abgeschnürten Gefäßböden und plastischen Leisten aus. Die Laugener Kultur (Fig. 131) dürfte sich wohl in der Endbronzezeit im mittleren Trentino als keramische Sondergruppe herausgebildet haben, die in die Melauner Kultur mündet (Lunz, 1981a). Höchste Brandopferplätze sind an der Königsanger Spitze bei Brixen auf 2439 m (Oberrauch/Lunz, 1978) und am Schlern um 2500 m (K. M. Mayr, 1946) entdeckt worden. Von Tschötsch SW von Brixen sind Felszeichnungen bekannt (D. Evers & L. Pauli, 1981).
Aus eisenzeitlichen Schichten konnte Egger über Brixen-Stufels Traubensamen isolieren. Später sind solche auch von St. Pauls in Überetsch bekannt geworden (R. Lunz, 1977). Sie dürften wohl von einer der vielen Wildreben stammen, die schon früh aus ihrer Urheimat, den Tiefebenen zwischen Kaspisee und Schwarzem Meer, durch die Donau-Täler und von der Adria nach Südtirol gekommen sind (Oberrauch/Lunz, 1978).

Fig. 130 Der Villanderer Berg mit Klausen, dem Kloster Säben und dem von E mündenden Villnöß-Tal. Im Hintergrund die eisüberprägten Höhen der Plose (2275 m), rechts die Telegraph- und Pfannberg-Gruppe. Photo: E. Fuchs-Hauffen, Überlingen. Aus: J. Rampold, 1977.

Natz wird um 1057, Schabs 1085 erwähnt; das Kloster Neustift wurde 1142 gegründet. Oberhalb des mittelalterlich anmutenden Klausen/Chiusa liegt auf rundhöckerartig überschliffenem Felsen das Kloster Sabiona (= Säben). Eine neolithische Flachaxt aus Serpentin, ein Lochbeil und bronzezeitliche Armspangen belegen eine frühere Besiedlung. Über die Herkunft römischer Funde wird noch diskutiert. Aus der Völkerwanderungszeit sind am Abhang Gräber mit 20 Skeletten gefunden worden (Rampold, 1977b). Reste einer frühchristlichen Kirche werden ins 4. Jahrhundert gestellt (Egger, 1925). Um 600 war Säben Zankapfel zwischen Langobarden und Bajuwaren. 901 kam der 828 erstmals erwähnte Hof Prihsna (= Brixen) an Säben. Damit wurde der Bischofssitz nach Brixen

Fig. 131 Die Fundorte von Laugener Keramik, deren charakteristische Formen zur Spätbronzezeit besonders zwischen Alpenrhein und Eisack–Etsch verbreitet waren und vereinzelt auch an der Rienz und an der Drau auftraten. Die Karte bezeugt einen regen Kontakt der Talleute über die Pässe und umreißt etwa das Gebiet, in dem die Römer 1000 Jahre später Stämme antrafen, die sie als «Raeti» zusammenfaßten. Aus: L. Pauli, 1980.

verlegt. Eine frühmittelalterliche Siedlung wurde bei Stufels E von Brixen nachgewiesen. Vahrn wird 992 als Varna erstmals erwähnt. Die Besiedlung des mündenden Schalderer Tales erfolgte vom 9. bis 14. Jahrhundert. In Klausen wurde 998 eine Abtei gegründet.
Am bereits 1070 als Mons Filandres erwähnten Villanderer Berg wurden im Hochmittelalter Silbererze abgebaut, was diesem von 1141–73 die Bezeichnung mons argenti eingetragen hat (E. Widmoser, 1970). Am Schneeberg, im Talschluß des Ridnauntales, wurden wahrscheinlich bereits in vorgeschichtlicher Zeit Erze abgebaut. Nach 1200 wurde das Erz – silberhaltiger Bleiglanz – über den Brenner nach Tirol gesäumt und als Gegenfracht Salz von Hall zurückgenommen (G. Mutschlechner, 1979).
Aus dem Villnösser Tal sind mehrere prähistorische Siedlungen bekannt geworden. Die Römerzeit ist durch Münzfunde belegt.
Während das südliche Grödental weitgehend ladinisch geblieben ist, war in dem schon 1050 als Valnes aufgetretenen Villnöß/Funes die Germanisierung fast vollständig. Über dem Eingang des Grödentales/Val Gherdeina/V. Gardena sind auf dem Wasserbühel und

auf dem Kirchhügel von Lajen/Novale di Laion – seit 990 urkundlich belegt – prähistorische Stationen nachgewiesen. Zwischen Waidbruck und Kollmann, in Sublav(i)one, ist unterhalb der Talmündung eine römische Straßenstation durch Münzen, Ziegel und Tonscherben belegt (Egger, 1929). Die Eisack-Brücke erscheint erstmals 1264 als «pons sive Callis qui dicitur Waidepruk» (E. Widmoser, 1970).
Das Trümmerfeld von Pontives im unteren Grödental, mit hausgroßen Bergsturzblökken, die Porta ladina, bildet noch immer die Sprachgrenze zwischen deutsch und ladinisch.
Latène-zeitliche Dokumente sind vom Col de Flam oberhalb von St. Ulrich/Urtijei/Ortisei bekannt geworden. In St. Ulrich-Stufan wurde ein Doppelgrab, bei Ballest am Troj Paján, am Heidensteig, ein Bronzedolch entdeckt. Der Troj Paján, über den Eisenerz vom vorgeschichtlichen Bergwerk Fursil am Monte Pore bei Buchenstein ins Eisacktal transportiert wurde, birgt noch manche Rätsel (K. F. Wolff, 1934; Innerebner, 1959; Rampold, 1977b; Lunz, 1981a). Das älteste Kirchlein stammt von 1350. Das Ampezzaner Tal wird jedoch erst im 13. Jahrhundert erwähnt.
Ein weiterer Heidensteig führte von Ehrenburg/Casteldarne im Pustertal über Ellen–Ellenerjoch–St. Jakob auf Gannvall und dem Col dla Vedla (Wolff, 1937) zum Koseljoch, wo er sich mit dem aus dem Campiller Tal kommenden Weg vereinigte, und weiter über St. Zenon zum Brogles-Joch und zum alljährlichen Alp-Markt von Col Tschanatscheij am Grödner Heidensteig (Oberrauch/Lunz, 1978) führte. 1979 entdeckte Lunz (1981a) auf dem Brogles-Joch auch zahlreiche mesolithische Steinwerkzeuge. Bedeutendste mesolithische Siedlungsreste sind sodann im *Plan de Frea* (1915 m) SW des Grödner Joch ausgegraben worden. Zusammen mit verkohlter Holzkohle und Tierknochen sind unter einem Schutz bietenden Felsblock Geräte aus Silex und Bergkristall entdeckt worden, die bis 7000 v. Chr. zurückreichen (Lunz 1978b, 1981a; A. Broglio et al., 1978). Jüngere Feuerstellen ergaben mit 1200 ± 100 v. Chr. bronzezeitliches Alter.
Von Jochgrimm (Broglio/Lunz, 1978), Reiterjoch (Lunz, 1976; A. Möller, 1977) sowie vom Würzjoch (2000 m), am Übergang zwischen Afers und Gadertal, sowie auf der Raschötz N von St. Ulrich, wo Laugener Kulturreste entdeckt worden sind, wurden ebenfalls mesolithische Freiland-Stationen bekannt (Lunz, 1981a).
Spätmesolithische Jägerrastplätze – 5700–5500 v. Chr. – konnten auf Jochgrimm, am Sellajoch und in Asles nachgewiesen werden.
In Seis/Siusi und St. Konstantin sind neolithische Siedlungsreste nachgewiesen. Zu den bedeutendsten Funden am Schlern zählt das mittelbronzezeitliche Vollgriffschwert, das E von Völs geborgen worden ist.
Siedlungs- und Kultstätten finden sich auch W von St. Ulrich, im Hexenkessel auf dem Puflatsch/M. Bullaccia. Weitere vermutet Innerebner in den Hexenstühlen zwischen St. Michael und Kastelruth sowie unter der Kirche von St. Jakob, wohl der Nachfolgerin einer heidnischen Opferstätte. Chastelat bei Wolkenstein/Selva und die Anhöhe der Schloßruine sind als Wallburgen zu betrachten. In den folgenden 1000 Jahren, aus denen konkrete Belege fehlen, war wohl auch das waldreiche Grödental besiedelt, wenngleich erst im Jahre 999 vom Forestum ad Gredine die Rede ist. In St. Ulrich geht eine Kirche auf das 11. Jahrhundert zurück. Die bei Wolkenstein am Fuß der Steviola-Wand gelegene, 1225 erwähnte Burg ist auf einer älteren Befestigung erbaut worden (Langes, 1977a).
Um Kastelruth/Castelrotto sind Wallburgen aufgefunden worden (Innerebner, 1959). Die wohl nach einem römischen Castellum als de loco Castelorupto 982 erwähnte Siedlung ist in Grenzkämpfen zwischen Bajuwaren und Langobarden zerstört worden.
Eine Lanzenspitze vom Sellajoch belegt eine frühe Begehung (Lunz, 1975, 1981a).

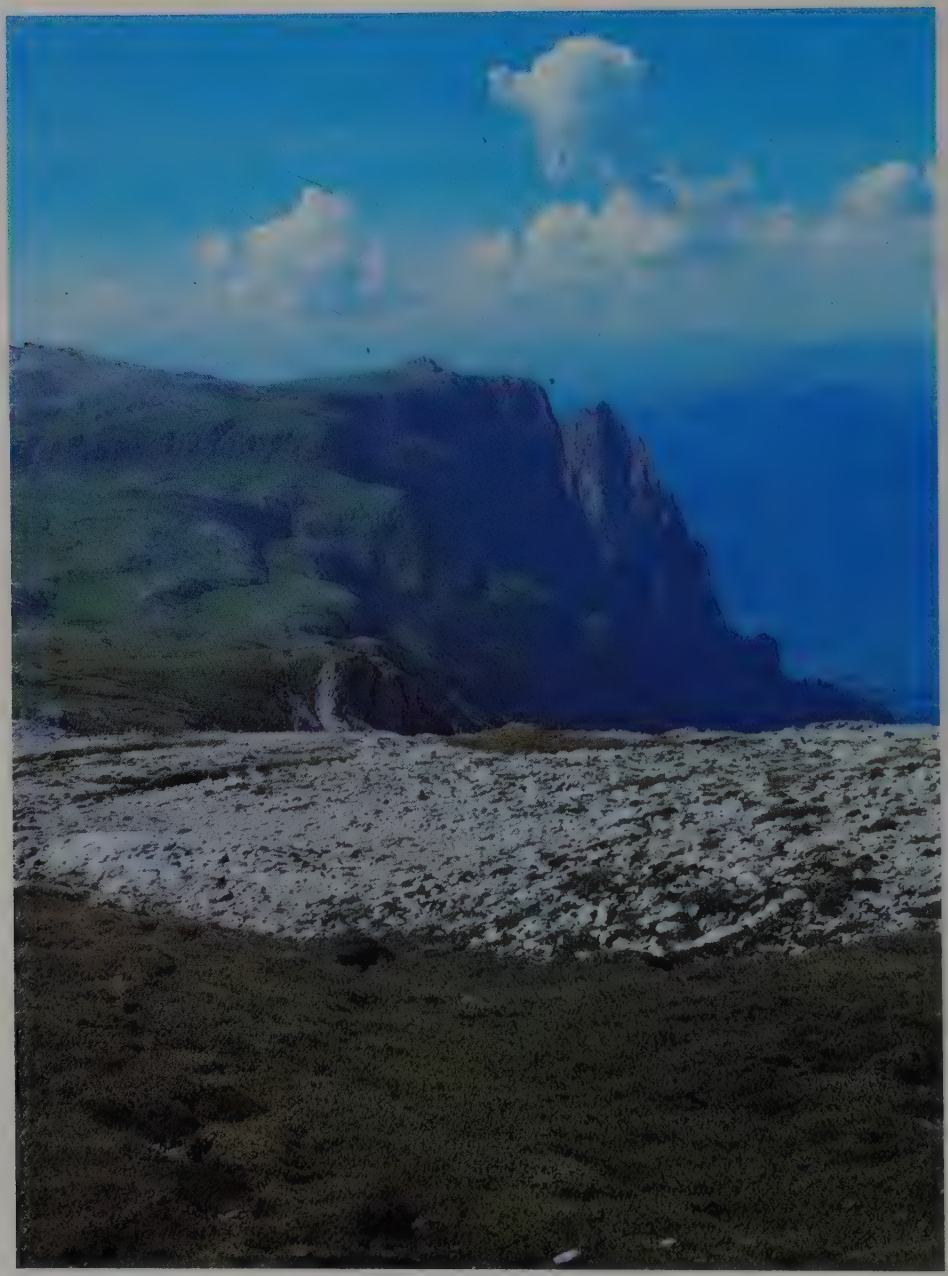


Fig. 132 Burgstall auf dem Schlern-Plateau, von L. Oberrauch und V. Malfèr 1945 entdeckter vorgeschichtlicher Brandopferplatz auf 2500 m. Aus: R. Lunz, 1971.

Auf der Seiser Alm mit rund 56 km² die größte Hochweide der Alpen, sind jüngst (Lunz, 1982) unter dem Cion-Stoan, einem 10 m hohen, überdachenden Erratiker, Silex-Werkzeuge und Bergkristall des späten Epigravettien bekannt geworden. Sie belegen

Fig. 133 Übergang von Brogles (2121 m), wo R. Lunz 1979 eine mesolithische Fundstelle entdeckte. Im Hintergrund die Geislerspitzen. Aus: R. Lunz, 1981.

bereits eine allerödzeitliche Begehung. Daneben sind auch mehrere mesolithische Jägerrastplätze nachgewiesen. Schon früher sind späteisenzeitliche Gefäßscherben, eine Fibel und zwei spätrömische Münzschätze gefunden worden (K. M. Mayr, 1946; P. Mayr,

1971). Noch in frühgeschichtlicher Zeit stand dort ein Wald, der durch Feuer vernichtet wurde. Das Kirchlein wird schon 1244 erwähnt. Die Gegend um Völs/Fiè steht mit 20 nachgewiesenen und 9 vermuteten prähistorischen Siedlungen aus der frühen Bronzezeit dem Ritten kaum nach. Vom Petersbühel sind Pfeilspitzen, Fibeln, Spangen und Tonscherben bekannt. Aus römischer Zeit sind in Völs Münzen gefunden worden (Lunz, 1976b).
Der frühen urgeschichtlichen Bedeutung von Völs folgt 888 die urkundliche Erwähnung «in loco Fellis» (Huter, 1966), das wohl auf Novelles – Neusiedlung – zurückgeht. Vom Thalerbühel bei Tiers/Tires sind prähistorische Funde, aus dem Dorf selbst, das 1080 erstmals erwähnt wird, römische Münzen und Fibeln bekannt geworden.

Prähochwürmzeitliche Ablagerungen im Pustertal/Pusteria

Im Pustertal decken verschiedentlich über 100 m mächtige Gletscher- und Flußablagerungen die Felssohle ein. Die Verschüttung beschränkt sich jedoch nicht nur auf die Füllung glaziär ausgekolkter Becken, die zum heutigen Talboden führte; auch an den Flanken finden sich über mehrere 100 m Eisrandschotter sowie verfüllte Abflußrinnen randlicher Schmelzwässer, während das Tal selbst damals noch von Eis erfüllt war.
Bei Unterplanken biegt das Gsieser Tal aus der angestammten SSW-Richtung nach W ab und folgt der Pustertal-Linie bis gegen Taisten/Tésido. Dort dreht der Gsieser Bach abermals rechtwinklig ab, durchbricht die Quarzphyllite und mündet bei Welsberg/Monguelfo in die Rienz. In der Mündungsschlucht haben sich beim Schloß Welsberg Reste einer alten, bis 50 m mächtigen Talverschüttung erhalten. Sie werden als *Welsberger Konglomerat* bezeichnet (A. Pichler, 1872; A. Penck, 1909; R. v Klebelsberg, 1935, 1956). Es besteht aus kleinen, 1–2 cm, seltener faust- bis kopfgroßen vergrusten Gneis- und Dolomitgeröllen, die oft verascht und vielfach hohlgewaschen sind. Dünne Zwischenlagen sind brekziös oder konglomeratisch. Die 1–2 m mächtigen Bänke fallen mit rund 20° gegen S ein. Zwischen den einzelnen Bänken schalten sich sandig-lehmige Lagen – «Bändertone» – ein. Bei der Ruine Thurn ist zwischen Quarzphylliten und Welsberger Konglomerat Moräne aufgeschlossen. Diese besteht vorwiegend aus Gneis- und Quarzphyllit-Schutt sowie aus einzelnen größeren Blöcken. An der Grenze gegen das Konglomerat folgt zunächst eine 1–3 cm mächtige rostige Lehmschicht wie an der Basis der Höttinger Brekzie (S. 84).
Über dem Welsberger Konglomerat folgt verschiedentlich jüngere Moräne mit zentralalpinem Schutt: über 1 m große, gerundete Gneisblöcke eines Gsieser Gletschers. Wie die Höttinger Brekzie ist auch das Welsberger Konglomerat älter als die Terrassenschotter, doch hat es bisher weder alters- noch klimabelegende Fossilien geliefert.
Von Unterplanken gegen W stellen sich *Terrassensedimente* ein, die gegen Taisten zusehends mächtiger werden. Zugleich nimmt ihre Schüttungsbreite zu (H. Schwingshackl, 1969). Die Terrassenschotter entstanden durch einen Stau im Rienztal. Hiefür läßt sich am zwanglosesten ein Eiskörper annehmen. Die Schotter selbst wären dann allerdings nicht warmzeitlich, sondern – wie die Inntal-Terrassensedimente – kühlzeitlich abgelagert worden. Bei Welsberg tritt N der Rienz ebenfalls eine Schotterterrasse auf, die von Moräne überlagert wird (v. Klebelsberg, 1956; Schwingshackl, 1969).
Auch der in den Rudl-Gräben am S-Hang des Rudl-Horns hangparallel einfallende, geschichtete, aber unverfestigte Gehängeschutt dürfte teilweise, da er von Moräne über-

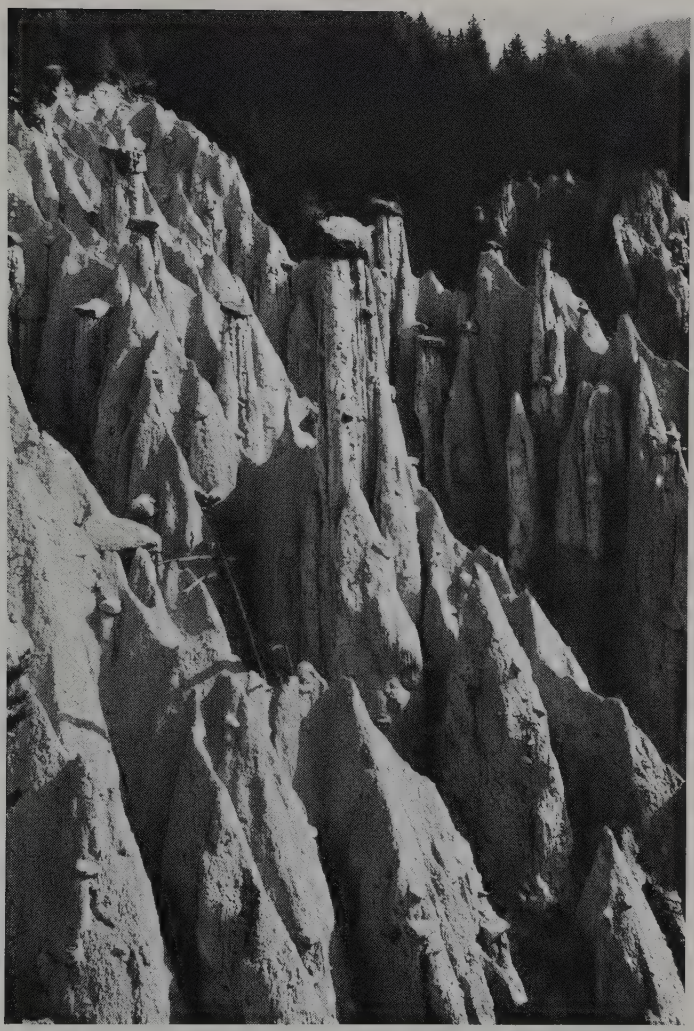


Fig. 134 Die aus Moräne des Rienz-Gletschers herauspräparierten Erdpyramiden bei Percha im Pustertal. Photo: Dr. G. Rahm, Freiburg i. Br.

lagert wird, in der Zeit des würmzeitlichen Eisaufbaues gebildet worden sein.
Im Brunecker Becken zeichnet sich eine mächtige «Verschüttungstiefe» ab. S von Bruneck ragt das Kühbergl (1013 m) etwas über die Schotterterrasse empor.
Die an den S-Hängen des Pustertales oft recht mächtige Moränendecke neigt verschiedentlich zur Erdpyramiden-Bildung: N von Terenten/Terento und bei Platten NE von Percha (Fig. 134).

Das Pustertal/Pusteria in den eiszeitlichen Maximalständen

Für die eiszeitlichen Maximalstände der Gletscher haben A. Penck (in Penck & Brückner, 1909) und R. v. Klebelsberg (1956) klimatische Schneegrenzen zwischen 1000 und 1200 m angenommen. Im Konfluenzbereich von Eisack- und Rienz-Gletscher lagen im

Hochwürm die eisüberprägten Hochflächen der Planner- und der Spingeser Alm (2118 m), des Scheibenbergs (1925 m) S von Franzensfeste/Fortezza und der Rodenecker Alpe (2001 m) noch unter Eis.
Am Kronplatz (2277 m) S von Bruneck, der noch tief ins Spätwürm hinein eine Firnkappe trug, reichen in den wenigen von Skiliften und -pisten noch nicht berührten Bereichen Granit- und Tonalit-Geschiebe bis auf 2000 m.
Im Tauferer Tal/Valle di Tures ist der Dosso del Fumo (2170 m) NW von Gais und weiter taleinwärts der Rixner Nock (2205 m) SW von Mühlen noch eisüberprägt. Tiefere Eisstände – um 2100 m – sind W von Sand in Taufers/Campo Tures und weiter S, am Kohlnock (2066 m), belegt. Am Zösenberg SW von Lappach im Mühlwalder Tal/Valle dei Molini reichte das Eis bereits auf 2350 m; im hintersten Ahrntal/Valle Aurina stand es auf über 2500 m und im Firnsattel gegen den Pinzgau, in der Birnlücke/Forcella del Picco (2667 m) gar auf über 2800 m.
Aus dem Vereisungszentrum des Groß Venediger (3674 m) floß Eis gegen N durch den Pinzgau zum Salzach-Gletscher, gegen SW durchs Ahrntal ins Pustertal und durch die Quelltäler der Isel gegen SE zur Drau. Vom Hochgall/Collalto (3435 m) und aus dem Defereggen-Tal strömte Eis über den Staller Sattel (2048 m) ins Antholzer Tal und von dessen Ausgang gegen W zum Rienz-Gletscher und damit zum Eisack/Etsch-System. Über dem Gsieser Törl (2209 m), einer weiteren Verbindung zum Schwarzbach-Gletscher im Defereggen-Tal, stand das Eis im Würm-Maximum auf rund 2450 m, im Riß-Maximum auf nahezu 2600 m.
Talauswärts wandte sich Gsieser Eis von Unterplanken gegen SW zum Firnsattel von Toblach/Dobbiaco (2109 m). Von dort floß Eis gegen W zum Rienz-, gegen E zum Drau-Gletscher sowie gegen S, Höhlental-aufwärts, nach Schluderbach/Carbonin, über die flache Wasserscheide (1529 m) gegen Cortina d'Ampezzo und über die Misurina (1755 m) in die Val d'Ansiei.
Zwischen Welsberg/Monguelfo und Niederdorf/Villabassa wurde das aus den Pragser Dolomiten austretende Eis gestaut und über den Plätzwiesen-Sattel (1997 m) zwischen Hoher Gaisl/Croda Rossa (3148 m) und Dürrenstein/Picco di Valandro (2839 m) gegen Schluderbach geleitet, was die bis auf über 2200 m hinaufreichende Eisüberprägung dokumentiert (S. 267). Ebenso drang Rienz-Eis ins Sextener Tal ein und floß mit demjenigen aus den Sextener Dolomiten über den Sattel des Kreuzbergs/M. Croce (1636 m) ins Cadore, ebenfalls zum *Piave-Gletscher*. Dabei hing es über den Mauria-Paß (1298 m) mit dem Eis der Carnia und mit dem Firngebiet des *Tagliamento-Gletschers* zusammen. Bis zu einem Eisstand von 1600 m über dem Toblacher Feld, bis ins frühe Spätwürm, dürfte selbst Eis aus den Sextener Dolomiten an der Ablenkung gegen S beteiligt gewesen sein.
Über Innichen/S. Candido stand das Taleis im Hochwürm auf über 2100 m, da die Vorgipfel der Dreischuster-Spitze, der Außer- und der Innergsell (2065 m), deutlich überschliffen sind. Über Taisten–Welsberg–Toblach reichte es in den Maximalständen bis auf 2400 m. Noch in der Würm-Eiszeit dürfte dort das Gsieser Eis an der Taistner Rudl (2448 m) mindestens bis auf 2250 m gestanden haben. Dies ergibt sich aus kantengerundeten, fast glatt geschliffenen, teilweise bis 2 m großen Gneisblöcken, die in dieser Höhe am S-Hang der Rudl aus dem Gsieser Tal ausgetreten sind, als wären sie einem ehemaligen Gletscherufer gefolgt. Unterhalb von 2200 m finden sich im Moränengut auch Blöcke von ortsfremden kristallinen Schiefern. Während der Gsieser Gletscher nur teilweise dem Rienz-Eis zufloß, waren ihm der Antholzer- und der Ahr-Gletscher von der Dreiherren-Spitze/Pizzo dei Tre Signori (3499 m) voll tributär und lieferten reichlich

zentralalpines Moränengut. Auf dem eisüberprägten Rücken des Hochnall (2331 m) reichte das mündende Antholzer Eis bis gegen 2300 m hinauf, was geschliffene Tonalit-Blöcke vom Rieserferner belegen.

Das Pustertal/Pusteria in Spätwürm und Holozän

Im Mündungsbereich des Pustertales liegt zwischen den tief in den eisüberprägten Brixener Granit eingeschnittenen Flußrinnen von Rienz und Eisack die Hochfläche von Natz-Schabs/Sciáves mit Relikten von Kameschotter. Auf der E-Seite der Rienz lassen sich bei Vill und flußabwärts bei Niedrist, vor der Mündung des Lüser Tales/Val di Luson, stirnnahe Moränenreste des Brixener Stadiums beobachten.
Mit dem Zurückschmelzen des Eises bildeten sich im unteren Pustertal hinter den nochmals bis ins Haupttal vorgestoßenen Seitengletschern und ihren Sandern flachgründige Seen, die nach dem Abschmelzen der Eisbarriere von der Rienz und ihren Zuflüssen zugeschüttet worden sind. Der bei Mühlbach/Rio di Pusteria ausgetretene Valser Gletscher dämmte einen ersten See bis gegen Niedervintl/Vandoies di sotto ab, der Pfunderer Gletscher einen nächsthöheren. Die Schwemmfächer von Obervintl/Vandoies di sopra stauten die Rienz bis gegen St. Sigmund, wo ein weiterer Schuttfächer von N wieder einen See abdämmte, der durch die bei Kiens/Chienes austretenden Schuttmassen unterteilt wurde. Dabei bekunden beide eine durch horizontal abgelagerte Sande und Kiese erfolgte Zuschüttung durch die Rienz.

Fig. 135 Noch im mittleren Spätwürm drang der Ahr-Gletscher durch das Tauferer Tal bis über Bruneck und Stegen (links) ins Pustertal vor. Dabei wurde auch der Schuttfächer von Pfalzen/Falzes (rechts) gestaut. In einem früheren Eisstand wurde die heute bewaldete Rundhöcker-Landschaft des Unterbergs mit dem Lothener Kopf (Bildmitte) ein letztesmal überprägt. Zur Zeit des Würm-Maximums reichte das Rienz-Eis im mittleren Pustertal bis auf über 2000 m, zur Riß-Eiszeit lagen selbst die Höhen Jakobkopf–Gampill (2192 m) unter Eis (links).

Fig. 136 Die äußerst flache Wasserscheide des Toblacher Feldes wurde im Spätwürm vom Schuttfächer des Silvesterbaches überprägt. Blick gegen W ins Pustertal.

Die in die Quarzphyllite eingeschnittene Flußstrecke zwischen dem rundhöckerartig überprägten Felsbuckel der Sonnenburg im N und des von Moräne mit Erratikern bedeckten Klosterwaldes im S belegt das Zungenende eines über St. Lorenzen/S. Lorenzo di Sebato vorgestoßenen Ahr-Gletschers. Dieser vereinigte sich dort eben noch mit einer Zunge des Gader-Gletschers, während die beiden andern Stirnlappen zwischen Klosterwald und Kienberg und im Montal SW des Kienberg endeten. Beim Abschmelzen bildeten sich um St. Lorenzen, um Bruneck/Brunico und um Olang/Valdaora in verschiedenen Höhenlagen Eisrandterrassen. Dabei wurden Rundhöcker eingeschottert. In die Stauterrasse von Bruneck hat sich S der Stadt eine Schmelzwasserrinne eingetieft. Später haben sich zwischen Bruneck und St. Lorenzen einige tiefere Flußterrassen gebildet. Bei Olang hat sich die Rienz in die Quarzphyllite eingetieft.

Der den Zungenenden von St. Lorenzen entsprechende Stand des Rienz-Gletschers ist unterhalb von Welsberg/Monguelfo angedeutet. Dabei erhielt er von S aus den Pragser Dolomiten und von N aus dem Gsieser Tal noch Zuschüsse. Beim Zurückschmelzen bildeten sich wiederum Eisrandterrassen, in die sich später die Rienz eintiefte. Hinter dem Schuttfächer des austretenden Gsieser- oder Pidig-Bachs – wohl nach keltisch boduos = gelb, also der gelbe Bach – bildete sich ein Stausee, der – mindestens zeitweise – noch bis in historische Zeit bestand.

Im mittleren Spätwürm, bei einem Eisstand von gut 1300 m im Bereich des Toblacher Feldes und bei Innichen/S. Candido, vermochten Schmelzwässer W von Toblach/Dobbiaco zur Rienz, E von Innichen zur Drau abzufließen. Mit dem weiteren Abschmelzen des Eises im Sattelbereich des Pustertales ergoß sich – vorab durch den Ausbruch eisgestauter Schmelzwässer des ebenfalls zurückgewichenen Silvester-Gletschers bei Toblach – ein Schuttfächer ins Toblacher Feld (R. v. Klebelsberg, 1956). Dieser ließ bei

Fig. 137 Der bewaldete Rundhöcker des Buenlandbühel SE von Bruneck, eine frühbronzezeitliche Siedlung, rechts die Lamprechtsburg, dazwischen eine subglaziäre Schmelzwasserrinne. N der Rienz: Percha, ganz rechts die Anrisse im Litschtobel die Erdpyramiden, links der Bildmitte das Wielental.
Aus: R. Lunz, 1977c.

Neu-Toblach nur einen schmalen Durchfluß frei, durch welchen die Schmelzwässer des ins Höhlenstein-Tal/V. di Landro zurückgeschmolzenen Rienz-Gletschers abfließen konnten. Wie die Überschwemmungen des Silvesterbaches von 1823 und 1882 gezeigt haben (J. Rampold, 1975), ist die Bildung des Schuttfächers noch nicht abgeschlossen. Im Höhlenstein-Tal staute der Schuttfächer von der NE-Seite des Sarlkofl (2380 m) den Toblacher See, jener von E, aus dem Rienztal, den Dürrensee und derjenige des Gottres-Baches, W der Schuttfächer aus dem Knappenfuß-Tal und aus dem Pra del Vecchio, den Lago Nero auf.
In den Jahren 1346, 1385, 1863, 1882 und 1885 ist das Pustertal von gewaltigen Überschwemmungen heimgesucht worden (Rampold, 1975).
Wie die klimatische Schneegrenze, so liegen im Pustertal, das trotz zahlreicher kleinerer Rodungen sich noch immer durch einen bedeutenden Waldreichtum auszeichnet, auch

Wald- und Baumgrenze recht hoch. Im Reintal, einem Seitenast des Tauferer Tales/Valle di Tures, wachsen die höchstgelegenen Arven der Alpen. Sie reichen dort bis auf 2465 m und belegen ein recht mildes Gebirgsklima.
Edelkastanie und Walnuß gedeihen bei Spinges, der Sonnenterrasse am Eingang ins Pustertal, bis gegen 1000 m, bei Mühlbach bis gut 900 m. Bis auf diese Höhe finden sich dort auch verwilderte Reben von aufgelassenen Weinbergen. Heute reicht der Weinbau N von Brixen/Bressanone nur noch bis Schabs/Sciáves und Aicha, bis auf gut 800 m. Am Eingang ins Tauferer Tal wachsen bei Dietenheim/Teodone Nußbäume auf 900 m, bei Gais die höchsten Kastanien auf 930 m, und tief im Ahrntal, in St. Jakob, auf 1190 m, trägt ein Aprikosenbaum noch Früchte.

Gader- und Pragser Gletscher

Im Hochwürm waren Gader- und Pragser Gletscher durch das Rienz-Eis weitgehend gestaut worden. Noch beim Zurückschmelzen lieferten ihm die beiden Eiszuschüsse. O. Reithofer (1928a) konnte zentralalpine Erratiker NW von Pedratsches bis auf 1460 m feststellen.
Nach dem Zerfall der Eismassen im unteren Pustertal reichten einzelne Seitengletscher noch bis an die Mündungen. Im Becken von Bruneck/Brunico–St. Lorenzen vermochten sich Ahr- und Antholzer Gletscher mit einer Zunge des Gader-Gletschers aus dem Enneberger Tal zu vereinigen. Beim Zurückschmelzen flossen linksseitige Schmelzwässer SW des Kienberges (1222 m) durchs Montal gegen Ehrenburg/Casteldarne, frontale zwischen Kienberg und Pflaurenzer Berg (986 m) und über Pflaurenz zur Rienz (S. 262). Bei Montal sind mächtige geschichtete Schotter, bei der Mündung des Krinnerbaches schlecht sortierte, eisrandnahe Schotter und Moräne mit Erratikern aufgeschlossen.
Von der Hochfläche der Kleinen Fanes-Alpe auf der E-Abdachung der Kreuzkofel-Gruppe (3023 m) und aus den westlichen Pragser Dolomiten erhielt der *Gader-Gletscher* durch den Vigil-Gletscher und von der N-Seite der Kreuzkofel-Gruppe durch den Wengen-Gletscher rechtsseitige Zuschüsse. Im mittleren Spätwürm begannen diese selbständig zu werden. Dank der Zuflüsse aus dem Fojedora-Tal und vom Piz da Peres (2507 m) endete der Vigil-Gletscher zunächst W von Enneberg. Noch im Gschnitz-Stadium war das am Monte Sella di Sennes (2787 m) einsetzende Krippestal von Eis erfüllt und lieferte dem durch das Rautal/Valle di Tamores vorgestoßenen Vigil-Gletscher einen letzten Zuschuß. Dann schmolz dieser bis hinter Pederü zurück.
Im Rautal führten talparallele und schief zur Talachse verlaufende Brüche zu einer bedeutenden Eintiefung. Aus den steilen Seitentälern, in die bis ins letzte Spätwürm Eiszungen von den Hochflächen der Sennes Alpe und von der Kette der Antoni-Spitze/Monte Sella di Fanes (2654 m) herabhingen, ergossen sich mächtige Dolomit-Schuttfächer ins Rautal. Sie überschütten teils noch heute lockere Föhrenbestände. Schuttmassen haben im vorderen Rautal die Sohle zu einem flachen Talboden aufgestaut (Fig. 138).
Im ausgehenden und im letzten Spätwürm waren die Becken mit dem Pischadèl-See und der Kleinen Fanes-Alpe von Vigil-Eis erfüllt, das über das Limo-Joch (2172 m) mit demjenigen der Großen Fanes-Alpe von der Cunturines-Spitze (3064 m) zusammenhing. Im mittleren Spätwürm floß dieses noch durch das Fanestal ab und vereinigte sich mit dem Eis der Tofane (3244 m).
Über das Tadega-Joch (2153 m) stand Fanes-Eis bis ins letzte Spätwürm in Verbindung

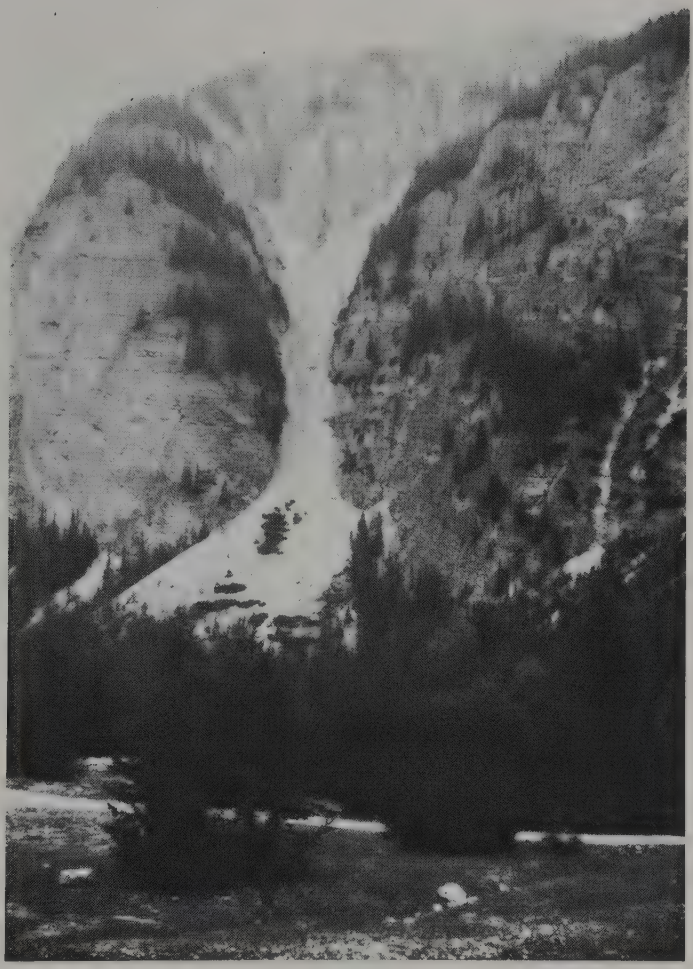


Fig. 138 Noch im letzten Spätwürm hingen Eiszungen von der Hochfläche der Sennes Alpe über die geklüftete Triasabfolge ins Rautal/Valle di Tamores SE von St. Vigil. Die in die Talsohle abfallenden Schuttkegel wurden bereits als spätwürmzeitliche Sanderkegel angelegt.

mit dem vom Großen Lagazuoi (2835 m) über die Lagazuoi-Alpe abgeflossenen Gader-Gletscher, der unterhalb von Pian d'Ega auf 1700 m stirnte.
Im Gschnitz-Stadium reichte der Gader-Gletscher bis St. Cassian-Glirà. Dabei nahm er bei Prati di Sare noch Eis aus dem Kar N des Settsass (2571 m) auf. Auch durch die Täler des Rio Bianco, des R. di Maserei und des R. di Foves stiegen Eiszungen von der Cunturines-Spitze und von der Varella (3055 m) ins St. Cassianer Tal herab. Auf zurückschmelzendes Eis und in die freigegebenen Täler niedergebrochene Felsstürze und Rutschungen erschweren das Verfolgen des ursprünglichen Moränenverlaufes. Vom flachen Rücken der Pralongia (2139 m), die im Hochwürm vollständig unter Eis lag, hingen Zungen nach NE bis unter 1800 m gegen das St. Cassianer Tal, während diejenigen gegen S oberhalb von 1900 m stirnten.
Das Eis von der E-Seite der Sella-Gruppe erfüllte die Talung des Campolungo-Sattels und vereinigte sich bei Arabba mit dem gegen SE abgeflossenen Boé-Eis; anderseits traf Eis aus der Valle Rutora S von Corvara mit solchem der nordöstlichen Sella zusammen.

Fig. 139 Vom Crespeina-Joch (2528 m) gegen die verkarstete Crespeina- und Gardenáccia-Hochfläche, die bis ins ausgehende Spätwürm von einem Plateau-Gletscher bedeckt war. Im Hintergrund die Peuz-Hütte (2475 m, am linken Bildrand), Montigela (2669 m), Ciampani Puez (2670 m) und Col de la Sona (2634 m, rechts). Photo: Prof. H. Rieber.

Dank der Zuschüsse von der Sella-Gruppe durch bruchtektonisch vorgezeichnete Täler und aus Karen der Puez-Gruppe reichte der Gletscher vom Grödner Joch ebenfalls bis Corvara. Mit dem Zurückschmelzen des Eises brachen auch von der Puez-Gruppe zahlreiche Felsstürze nieder. Im ausgehenden und im letzten Spätwürm war das Becken von Ciampaì von Eis erfüllt, das zunächst bis gegen Colfuschg herabhing (Reithofer, 1928a); später saß es noch in den Karen.

Vom Piz Boé (3152 m) stieß im letzten Spätwürm eine Gletscherzunge durch die Val de Mesdì bis an den Talausgang vor. Heute ist diese bis 2800 m zurückgeschmolzen.

Bei St. Martin in Thurn belegt eine stirnnahe Seitenmoräne eine vom Peitlerkofel/Sass Bütja (2874 m), von der Geisler Gruppe und von der nördlichen Puez-Gruppe durch das Campill-Tal/Val di Longiaru bis ins Gadertal vorgestoßene Eiszunge. Jüngere Stände geben sich in den hinter Campill mündenden Seitentälern durch Moränenreste zu erkennen (S. Vardabasso et al., 1930k).

Auch von der Hochfläche der Gardenáccia in der östlichen Puez-Gruppe hingen im mittleren Spätwürm Eiszungen ins Gadertal herab. Dabei sind die Wälle, wie jene bei St. Leonhard am Fuße des Kreuzkofels/Sass dla Crusch, durch auf abschmelzendes Eis niedergebrochene Felsstürze und spätere Rutschungen überprägt worden.

Noch im letzten Spätwürm war die Hochfläche der Gardenáccia eisbedeckt. Am S-Fuß des Puezkofels liegen jüngste Moränen auf 2480 m, am Crespeina-See und auf der E-Seite der Gardenáccia auf 2400 m (Reithofer, 1928a).

In einem früheren Stand hatte sich der Campill-Gletscher oberhalb von St. Martin mit

Fig. 140 Die Plätzwiese am Übergang von Prags/Braies nach Schluderbach/Carbonin, ursprünglich ein Zungenbecken eines noch im letzten Spätwürm von der südöstlichen Dürrenstein-Kette bis auf 2000 m abgestiegenen Gletschers.
Im Hochwürm floß Eis aus dem Pustertal über den Sattel der Plätzwiese und übers Gemärk gegen Cortina zum Boite-Gletscher. Dabei reichte das Eis am Knollkopf/Col Rotondo dei Canopi (2204 m) bis auf 2200 m.

dem Gader-Gletscher vereinigt. Bei Pederoa hatte er den Wengen-Gletscher aufgenommen und traf bei Zwischenwasser mit dem Vigil-Gletscher zusammen.
Wie der Gader- wurde im Hochwürm auch der *Pragser Gletscher* durch das Rienz-Eis am Austreten ins Pustertal gehindert, so daß er teilweise gegen SE über den Plätzwiesen-Sattel (1997 m) gegen Schluderbach/Carbonin und ins Gemärk, in die Val d'Ansiei bzw. in die Valle d'Ampezzo, abfloß (S. 260). Aufgrund der Überprägung der Rundhöcker S des Plätzwiesen-Sattels stand das Eis im Würm-Maximum auf über 2200 m (Fig. 140.) Nach dem Zurückschmelzen des Rienz-Eises im oberen Pustertal endete der Pragser Gletscher mit seinen Firngebieten an der Hohen Gaisl/Croda Rossa (3148 m) und am Seekofel/Croda del Becco (2810 m) am Talausgang. Im mittleren Spätwürm wurden die beiden Arme selbständig. Moränen finden sich am Talausgang, von wo sich ein mächtiger Sander ins Pustertal ergoß. Eine markante Mittelmoräne stellt sich zwischen den beiden Ästen von Außer- und Innerprags ein. Mit dem Abschmelzen des Eises aus dem Tal von Innerprags brachen von den Bergen um den Pragser Wildsee/Lago di Braies Felsstürze nieder, die sich zwischen St. Veit und Schmieden als Obermoränen-Hügel zu erkennen geben. Moränen des ausgehenden Spätwürm haben sich unterhalb des Sees erhalten. Prachtvoll eisüberschliffene Wände und Rundhöcker umsäumen den See, der durch Felssturztrümmer und einen Schuttfächer abgedämmt wird.
Im letzten Spätwürm blieben die Arme vom Hochalpensee, aus der Val dei Larici, aus dem Seitenbachtal und vom Seebel selbständig und schütteten mächtige Sanderkegel in

den Pragser Wildsee. Damals stiegen von der Hohen Gaisl und aus den Karen ihrer Nebengipfel, von der Roten Wand (2605 m), vom Jaufen (2480 m), vom Roßkofl (2559 m) und vom Schwalbenkofl (2481 m) Eiszungen gegen N, NE und E in die Quelläste des Tales von Außerprags. Auch vom Dürrenstein (2839 m) hingen Zungen gegen NW und W in die Quelltäler und gegen SW zur Plätzwiese herab, wo sich um knapp 2000 m mehrere markante stirnnahe Moränenwälle erhalten haben.
Stirnnahe Seitenmoränen eines jüngeren Spätwürm-Standes – wohl des Gschnitz-Stadiums – deuten in der Valle d'Ampezzo unterhalb von Cortina, bei Acquabona, auf ein Zungenende des *Boite-Gletschers* aus den Einzugsgebieten Croda di Lago (2715 m), Nuvolao (2648 m), Tofane (3244 m), Cime di Fanis (2989 m), Stiga-Spitze (2786 m), Seekofel (2810 m), Hohe Gaisl (3148 m) und Monte Cristallo (3216 m).
Moränen des ausgehenden Spätwürm verraten ein Zungenende am Ausgang des Fanes-Tales. Stirnnahe Wälle des letzten Spätwürm haben sich an den Ausgängen der von den Tofane gegen N und NE absteigenden Täler, in jenen des M. Cristallo sowie in der Val Gottres erhalten.
Im Talschluß der Val Campo Croce hat sich auf den 2000–2300 m gelegenen Hochflächen der Fosses- und der Sennes-Alpe eine eindrucksvolle Rundhöcker-Landschaft ausgebildet. Sie war noch im ausgehenden bzw. im letzten Spätwürm verfirnt gewesen.

Das Tauferer Tal/Valle di Tures und seine Quelläste in Spätwürm und Holozän

Hochgelegene Moränenreste am Ausgang des *Tauferer Tales*, auf Ameten NE von Bruneck/Brunico um 1250 m, sind wohl mit dem Gletscherstand von Brixen/Bressanone zu verbinden. Damals floß das *Ahr-Eis*, das bei Bruneck durch das Rienz-Eis am direkten Zufluß gehindert wurde, durch die weite Sattelzone der Pustertal-Linie von St. Georgen/S. Giorgio über Pfalzen/Falzes gegen Kiens/Chienes, was auf den Höhen um Pfalzen–Terenten zahlreiche Kristallin-Blöcke, besonders Tonalite aus dem Rieserferner-Gebiet, belegen. Dabei wurde der Grenzbereich der beiden Eismassen – der Felsrücken Stegner Berg–Sonnenburger Kopf–Lothener Kopf–Irenberg – rundhöckerartig überprägt.
Im mittleren Spätwürm reichte der Ahr-Gletscher zunächst bis Bruneck. Dort vereinigte er sich mit Eis vom Maurer Kopf (2567 m), vom Piz da Peres (2507 m) und aus dem Antholzer Tal/Valle di Anterselva (S. 273). Rienz-abwärts floß er bis St. Lorenzen/S. Lorenzo di Sebato, wo ihm eine Zunge des Gader-Gletschers entgegentrat (S. 264).
Beim weiteren Abschmelzen bildeten sich um Olang/Valdaora, um Bruneck und gegen St. Lorenzen gestaffelte Eisrandterrassen. Durch die Talung von Pfalzen flossen zunächst noch randliche Schmelzwässer gegen Kiens ab. Bei Dietenheim/Teodone NE von Bruneck liegt eine mächtige Mittelmoräne mit zahlreichen, teils recht großen Erratikern: Amphiboliten, Gneisen, Graniten und vielen Tonaliten. Beim Eiszerfall brachen aus den Seitentälern mächtige Muren aus, die bei St. Georgen und S und N von Gais – der Name soll Anschwemmungsland bedeuten – Schuttfächer ins untere Tauferer Tal schütteten und den Ahrnbach ganz an den westlichen Hangfuß drängten. Taleinwärts dämmten sie einen See ab, in den bei Uttenheim/Villa Ottone von E ein weiterer Schuttfächer mündete. Dieser staute einen zweiten See, der im Holozän zu den Michlmösern verlandete. Talaufwärts dämmten die beiden Fächer aus dem Walburgen- (Fig. 141) und aus dem Mühlwalder Tal zwischen Mühlen/Molini di Tures und Sand/Campo Tures einen dritten See ab, in den der Ahrnbach und der von E über Wasserfälle zufließende

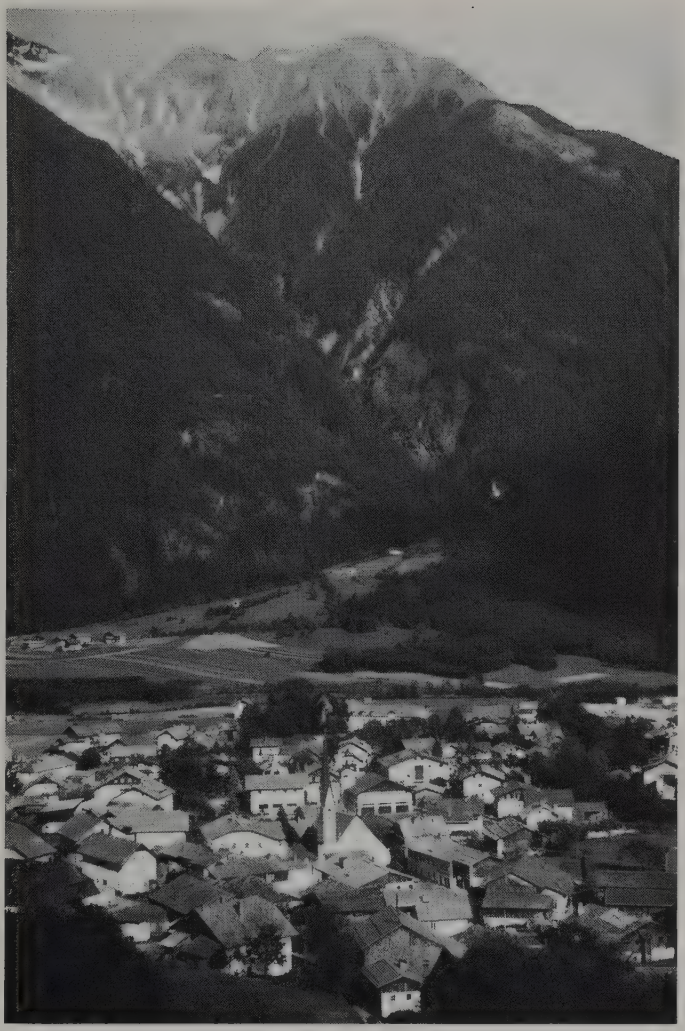


Fig. 141 Im Walburgen-Tal stieß ein Gletscher aus dem Kar zwischen Windschar/Cima del Vento (links) und Kahlgeisel (2734 m, rechts) noch im mittleren Spätwürm bis an den Talausgang vor, was stirnnahe Moränen bei der Kapelle zu St. Walburgen belegen.
Der Schuttfächer ins Tauferer Tal ist wohl vorwiegend als zugehöriger Sanderkegel angelegt worden.
Im Vordergrund Mühlen/Molini di Tures, gegen das ebenfalls ein stirnnaher Wall aus dem Mühlwalder Tal/Valle di Molini abstieg.

Reinbach Schuttfächer schütteten. 1757 wurde die Talebene von Taufers durch den Ausbruch eines Sees im Weißenbachtal in eine Wasserwüste verwandelt. Große Überschwemmungen sind auch von 1867 und 1878 bekannt (V. Oberhollenzer, 1968).
Bei dem von W mit einer Schlucht mündenden *Mühlwalder Tal/Valle dei Molini* vermochte der Gletscher im nächsten Stand nochmals beinahe bis an den Talausgang vorzustoßen. R. v. Klebelsberg (1931) hat diesen dem Schlern-Stadium zugewiesen. Taleinwärts zeichnen sich zunächst Reste von Rückschmelzterrassen ab. Beidseits der auf einem Rundhöcker erbauten Kirche von Mühlwald fallen steile Schuttkegel gegen das Tal ab, die vom Bach bis auf eine Höhe von über 20 m angeschnitten worden sind.
In einem nächsten Stadium endete der *Mühlwalder Gletscher* unterhalb von Lappach/Lappago. Dabei nahm er aus dem Passental und aus den Karen des Grau- und des Reisenock Seitengletscher auf. Noch im ausgehenden Spätwürm stießen diese bis ins Mühlwalder Tal vor. Im letzten Spätwürm endeten sie auf der Passen-Alpe, auf Kaserstadt,

Fig. 142 Der von Schmelzwässern anerodierte spätwürmzeitliche Schuttfächer von Lappach/Lappago im Oberlauf des Mühlwalder Tales/Valle dei Molini. Im Hintergrund Mutenock mit seinen noch im letzten Spätwürm von Eis erfüllten Karen.

auf Ebenwald- bzw. auf Seefeld-Alpe. Aus dem See- und aus dem Kasertal stiegen Zungen bis 1800 m herab.

Im letzten Spätwürm haben sich die drei Neveser Gletscher im Becken der unteren Neves-Alp, dem heutigen Stausee, vereinigt und oberhalb von Lappach gestirnt. Lappach selbst liegt auf einem Stauschuttfächer einer Abschmelzphase (Fig. 142). Der ins Weißenbachtal/Valle di Rio Bianco führende Neveser Sattel (2405 m) lag noch unter Eis. Zur Zeit der frührezenten Vorstöße vereinigten sich der Mittlere und der Östliche Neveser Ferner; ihre Zunge hing bis 2100 m herab. Heute endet der Östliche Neveser Ferner um 2600 m, der Mittlere um 2650 m und der Westliche auf 2700 m.

Auch im *Reintal/Valle di Riva* zeichnet sich bei der Mündungsschlucht ein Eisstand ab. Dieser wird bei der Straßengabelung nach Ahornach/Acereto und Rein/Riva di Tures durch Seitenmoränen, Rundhöcker, Kolke eines Zungenbeckens und – unterhalb des letzten Wasserfalls – durch stirnnahe Moränenreste belegt.

In einem jüngeren Stadium stieß ein Seitengletscher 3 km unterhalb von Rein aus dem Gelttal bis ins Reintal vor, wo seine Stirn durch eine markante Endmoräne dokumentiert wird (v. Klebelsberg, 1931). Bei Rein ist dieser Gletscherstand im Haupttal durch stirnnahe Seitenmoränenreste und eine Stauterrasse im mündenden Knuttental belegt. Ein interner Moränenwall trennt Bacher- und Knuttental. Noch bis in dieses späte Stadium empfing der Knutten-Gletscher Eis, das aus dem Arvental, einem Quellast des Defereggentales, über das Klammljoch (2298 m) überfloß.

Im Reintal und im vordersten Bachertal hat sich ein durch seitliche Schuttfächer gestauter See gebildet; ein weiter talauswärts abriegelndes Bergsturz-Trümmerfeld staute oberhalb des kerbförmig eingetieften Talabschnittes einen etwas tiefer gelegenen.

Jüngere Spätwürm-Moränen sind am Ausgang des Kars zwischen Schneespitze (2925 m) und Gabelspitze (3076 m) um 2300 m, an der Mündung des Napfentales und um den Klammlsee erhalten. Moränen des letzten Spätwürm verraten im Bacher Tal Zungenenden um 1800 m.

Fig. 143 Der Talboden von Rein in Taufers/Riva di Tures, ein durch eine Moräne des ausgehenden Spätwürm gebildetes ehemaliges Zungenbecken des Bacher-Gletschers aus der Rieserferner-Gruppe mit einer stirnnahen rechten Seitenmoräne. Der nach dem Abschmelzen des Eises sich bildende See wurde talauswärts durch seitliche Schuttfächer gestaut.

Während der frührezenten Stände endete der Rieserferner vom Hochgall (3436 m) unterhalb von 2350 m, der Lenkstein-Ferner auf 2400 m. Auch vom Durreck (3130 m) stieg damals eine Eiszunge bis gegen Rein ab.
Heute stirnt das Rieserferner-Tristenkees vom Ruthner Horn (3358 m) auf 2500 m, der Lappen vom Hochgall auf knapp 2600 m, der Lenkstein-Ferner auf 2550 m.
Im *Ahrntal/Valle Aurina* stieß der Gletscher bis gegen Sand vor und schüttete dort einen flachen Sanderkegel. Während sich auf der W-Seite des Tales stirnnahe Wallreste und – taleinwärts bis Luttach – abfallende Moränenterrassen beobachten lassen, erhebt sich an der östlichen Talflanke die im 11. Jahrhundert auf einem Rundhöcker mit Gletscherschliffen erbaute Burg Taufers. Ein Mittelmoränenrest zwischen Weißenbach- und Rotbach-Gletscher bekundet über Luttach eine Eismächtigkeit von rund 200 m.
Der Kirchhügel von Luttach ist wohl als Rest einer gschnitzzeitlichen Moräne des Weißenbach-Gletschers zu deuten. In Weißenbach erreichte der Mitterbach-Gletscher noch das Haupttal beim Hof Marxegg (1358 m). Im letzten Spätwürm endete er auf der Mitterbach-Alpe, der selbständig gewordene Trottenbach-Gletscher auf der Gögen-Alpe.
Frührezente Moränen liegen auf 2300 m; die tiefste Zunge stirnte auf Göge um 2100 m. Der Schuttfächer aus dem Weißenbach-Tal staute den Ahrnbach kurzfristig zu einem See. Weiter talaufwärts folgen zahlreiche weitere Schuttfächer, vorab Sanderkegel. Dabei vermochten Eiszungen von der SE-Seite der Zillertaler Alpen zunächst fast, von Steinhaus an meist ganz bis ins Ahrntal abzusteigen.

Fig. 144 St. Jakob im Ahrntal liegt auf einem von der rechten Talflanke niedergefahrenen Bergsturzriegel, der im jüngeren Spätwürm nochmals vom etwas vorgestoßenen Ahr-Gletscher zu einem Moränen-Stadium überprägt worden ist. Im Hintergrund die Weißenbachtaler Berge.

Stirnnahe Moränenwälle haben hinter St. Johann wiederum einen kleinen, wohl bereits im Spätwürm verlandeten See abgedämmt. Hinter Steinhaus staute der Schuttfächer des Wollbaches einen See, zuletzt nochmals durch die 1867 niedergegangene Mure. Ältere Murgang-Katastrophen sind im Ahrntal aus den Jahren 1342, 1466, 1477, 1536 (Rohr- und Tripbach), 1588, 1596, 1598, 1602, 1603, 1663 und 1757 bekannt (K. Fischer, 1978). Ein markanter, vom Ahrnbach durchschnittener Schuttriegel quert bei St. Jakob das Tal. Dieser besteht – wie das Gebiet von Steinhaus – vorab aus Bergsturztrümmern, die aus der rechten Talflanke ausgebrochen und vom nochmals etwas vorgestoßenen Ahr-Gletscher angefahren worden sind (Fig. 144).

Wallreste und absteigende Moränenterrassen verraten hinter dem Engnis steilstehender Kalkglimmerschiefer Eisstände des zurückschmelzenden Ahr-Gletschers.

Ein recht markanter Moränenwall tritt vor Kasern/Casere auf. Er verrät, zusammen mit einigen Rückschmelzstaffeln zwischen 1540 m und gut 1600 m, Zungenenden des ausgehenden Spätwürm. Zugleich mündete dort von SE, aus dem Röttal, ein Gletscher. Aus dem Kar zwischen Leng- und Merb-Spitze (3090 m) stieg eine Zunge bis Prettau ab. Auch von den östlichsten Zillertaler Alpen und von den Krimmler Tauern stiegen Eiszungen ins obere Ahrntal ab. Von der Heiliggeist-Kapelle bis gegen die Tauern-Alp folgen mehrere Moränenstaffeln des letzten Spätwürm.

In den frührezenten Ständen haben sich Lahner- und Prettau-Kees von der Dreiherren-Spitze/Picco dei Tre Signori (3499 m) vereinigt. Diese stießen zunächst bis 2100 m, später bis 2195 m herab vor. Bis 1969 waren sie bis auf 2300 m bzw. bis auf 2480 m zurückgeschmolzen.

Fig. 145 Karwanne Im Steine S des Wildgall (3272 m) mit spätwürmzeitlichen Moränenwällen. Über eisüberprägte Paragneise der südlichen Rieserferner Gruppe fiel der Steine-Gletscher ins Antholzer Tal/Valle di Anterselva ab.

Das Antholzer- und das Gsieser Tal in Spätwürm und Holozän

Der *Antholzer Gletscher* rückte im mittleren Spätwürm nochmals bis an die Talmündung vor. Dabei schüttete er zwischen Niederrasen/Rasun di sotto und der Rienz einen Wall. Mit dem Zurückschmelzen der Eismassen lieferten die Seitenbäche gewaltige Schuttmassen, die fächerförmig ins eisfrei gewordene Zungenbecken vordrangen und im unteren Antholzer Tal/Valle di Anterselva einen fast 3 km langen See aufstauten. Im Laufe des Holozäns verlandete dieser mehr und mehr, was mächtige Torfablagerungen und reliktische Schilfbestände belegen. In den Rasner Mösern hat sich ein einzigartiges Hochmoor gebildet. Auch taleinwärts münden mächtige Schuttfächer, wohl größtenteils Sanderkegel. Derjenige S von Niedertal/Anterselva di sotto ist später zerschnitten worden. Dabei ist das ausgeräumte Schuttgut in einem zweiten, flacheren Schwemmkegel

wieder abgelagert worden. Lokal hat sich der Antholzer Bach bis 15 m in die Fächer eingetieft.
Aus den steil mündenden Seitentälern stießen im jüngeren Spätwürm erneut Hängegletscher bis fast in die Talsohle vor. Eindrücklich ist besonders der eisüberschliffene Felsabsturz S des Wildgall (Fig. 145). Die letztspätwürmzeitlichen Sanderkegel von Eiszungen von der Roten Wand im S und vom Hochgall (3436 m) im N dämmen den Antholzer See (1641 m) ab.
Mit dem Eiszerfall im mittleren Spätwürm wurde auch der *Gsieser Gletscher* selbständig. Aus verschiedenen Seitentälern brachen bedeutende Muren aus, die im Gsieser Tal/Valle di Casìes wohl die Stirn des dem Wiedervorstoß des Rienz-Gletschers von Welsberg/Monguelfo entsprechenden Eisstandes überschüttet haben. Die Zunge dürfte damals – trotz des weniger hoch hinaufragenden Einzugsgebietes: Rote Wand (2818 m)–Kerlskopf (2836 m)–Deferegger Pfannhorn (2819 m)–Riepen-Spitze (2774 m) – noch das Becken von Unterplanken/Planca di sotto erfüllt haben. Mit dem weiteren Abschmelzen des Eises haben die Schuttfächer im Gsieser Tal mehrere flache Seen aufgestaut. Diese sind im Spätwürm und im Holozän verlandet. Dies gibt sich in den Hochmoor-Relikten über abdämmenden Seetonen zu erkennen, so in den Talweitungen von Unter- und von Oberplanken.
Im Gschnitz-Stadium lag das Zungenende hinter St. Magdalena auf 1470 m, was steilabfallende Seitenmoränen belegen. Aus den davor gelegenen Seitentälern schütteten Ampfer- und Köflerbach mächtige Schuttfächer ins Gsieser Tal und dämmten vor dem zurückschmelzenden Eis einen hintersten See ab.
Im ausgehenden und im letzten Spätwürm waren die Talschlüsse bis 1700 m bzw. 1900 m herab vergletschert. Heute sind selbst die höchsten Kare, die zur Zeit der frührezenten Vorstöße noch von Eis erfüllt waren, ausgeapert.

Das Sexten-Tal im Spätwürm

Im mittleren Spätwürm reichte das Eis aus den Sextener Dolomiten bis gegen Innichen/S. Cándido. Dabei haben sich zunächst die beiden Arme aus dem Innerfeld- und aus dem Sexten-Tal noch vereinigt. Wallmoränenreste finden sich auf dem rundhöckerartig überprägten Rücken der Burg SE von Innichen; Mittelmoränen- und absteigende rechte Seitenmoränenreste, die von randlichen Schmelzwasserrinnen begleitet werden, verraten – mit Eisrandterrassenresten und großen Erratikern – Abschmelzstaffeln.
In einem jüngeren, wohl im Gschnitz-Stadium, trafen der *Fischlein-Gletscher* mit seinen Firngebieten, dem Altensteiner Tal E der Drei Zinnen und dem Bachern-Tal, dem Einzugsgebiet der Sextener Sonnenuhr mit Elfer-, Zwölfer- und Einser Kogel, noch mit dem Eis von beiden Flanken des Kreuzberg-Sattels/Passo del M. Croce zusammen.
Jüngere Stände zeichnen sich durch Moränenwälle in den Quellästen des Innerfeld- und des Fischleintales ab.
Vom *Haunold* (2966 m) S von Innichen hing eine gschnitzzeitliche Gletscherzunge bis unterhalb von 1400 m herab. Im ausgehenden und im letzten Spätwürm endete der Kargletscher auf 1600 bzw. auf knapp 1800 m.
Aus den Grundwasseraufstößen, die aus dem vom Sextener Eis freigegebenen Zungenbecken E des Toblacher Feldes austreten, hat sich die Drau entwickelt, die bei Innichen den viel wasserreicheren Sextenbach aufnimmt.

Die Verkehrslage, die natürliche Wehrhaftigkeit mehrerer seiner Hügelkuppen und das relativ günstige Klima (S. 264) führten auch im Pustertal, besonders im etwas früher ausapernden unteren Abschnitt, zu einer frühen Besiedlung.
Die ältesten Dokumente – ein unterhalb der Ruine Neurasen im Antholzer Tal/Valle di Anterselva gefördertes Nephrit-Beil (R. Lunz, 1971) und eine Silex-Spitze von Bruneck/Brunico – reichen bis ins Neolithikum zurück. Auf der Sonnenburg von St. Lorenzen fand Lunz (1976, 1977c, 1981a) spätneolithische Steinbeile und Geräte.
Im Gadertal entdeckte bereits G. Innerebner (in Innerebner & Lunz, 1975) auf Hügelkuppen zwei bronzezeitliche Siedlungen: Sotćiastel bei Abtei und Gschlier/Ćiaslir bei Pedraces (Lunz, 1981a).
Frühbronzezeitliche Funde – darunter eine Gußform für ein Flachbeil – sind vom Terner Bühel bei St. Lorenzen/S. Lorenzo di Sebato, von Bruneck und aus dem Tauferer Tal/Valle di Tures von Gais und von Kematen bekannt geworden. Reicher sind die Belege aus der Spät- und Endbronzezeit: Keramikstücke von Schabs/Sciáves, Pfunders/Fundres, von der Sonnenburg und vom Burgstall in Niedervintl/Vandoies di sotto. Dolche stammen von Sexten/Sesto und Toblach/Dobbiaco, Lanzenspitzen von Sexten und Pfunders. Eine Siedlung ist von R. Lunz (1977c) SE von Bruneck nachgewiesen worden (S. 263). Bronzebeile fanden sich vorab auf Wallburgen, Streufunde oft bis in die entlegensten Täler. Die Wallburg des Piprig-Büchels bei St. Peter bekundet bereits einen Siedlungsvorstoß der Illyrer bis ins hintere Ahrntal. Das bei Prettau aufgefundene Bronzebeil deutet allenfalls auf einen Kupferbergbau im 13.–11. Jahrhundert v. Chr. Zwischen Kiens/Chienes und Bruneck sind Schalensteine (G. Schimitschek, 1979) und bei Welsberg/Monguelfo ein Gräberfeld freigelegt worden (A. Egger, 1934).
Aus der Eisenzeit liegen vor: eine Lanzenspitze am Gitsch NE von Meransen, Lappenbeile in St. Lorenzen – Innerebner (1961) konnte dort 26 vorrömische Siedlungen feststellen –, auf der Sonnenburg (Lunz, 1974, 1981a) und bei Taufers, Kahnfibeln bei Montal und Sexten, Fibeln, ein Gürtelblech mit rätischer Inschrift und Ringe auf dem Burgkofel von Lothen, in Niederdorf/Villabassa und im Gräberfeld von Niederrasen/Rasun di sotto, in dem ein Steigeisenpaar geborgen werden konnte (L. Oberrauch/Lunz, 1978; Lunz, 1981a), Lappenbeile bei Innichen/S. Cándido und ein Depotfund von hallstattzeitlichen Altbronzen in Obervintl/Vandoies di sopra. Gräber wurden in Welsberg, in Pflaurenz/Florenzo und in Mühlen/Molino di Tures freigelegt. Aus dem Ahrntal ist von St. Martin bei St. Johann eine eisenzeitliche Siedlung nachgewiesen, und im Tal des Großarzbaches ist bereits damals ein Kupfererzlager abgebaut worden (M. Hell, 1950; Lunz, 1978, 1981a). Einzelfunde stammen von Vintl, Uttenheim und Moos im Sextental.
Im Unter Pustertal wohnten zur Römerzeit die Saevates, deren Name im Römerlager Sebatum bei St. Lorenzen weiterlebt und von dem Tempel, Markthalle, Bäder, Fußbodenheizungen und Münzen bekannt geworden sind. Weiter E, um Lienz – Lavinza – lebten die Laianci, deren Name durch Plinius und Strabo sowie durch die Bronzetafel von Julium Carnicum (= Zuglio) belegt ist. Saevates und Laianci gehörten zu dem von Kelten gegründeten Reich der Noriker. Sie besiedelten die spätere römische Provinz Noricum. Neben Sebatum bestanden auch in Bruneck und Welsberg Siedlungen. Auf der Burg, einem von einem mächtigen Steinwall gekrönten Rundhöcker SE von Innichen, sowie auf dem gegenüber liegenden Kranzhof-Bühel sind römische Münzen, auf diesem auch keltische Reste entdeckt worden.

An der Mündung der um 50 n. Chr. in den Grundzügen angelegten Via Claudia Augusta Altinate, die von Aquileia an der nördlichsten Adria – seit 181 v. Chr. eine römische Kolonie – über Feltria, ein rätisches Oppidum – Feltre – Bellunum – Belluno, seit 180 v. Chr. unter römischer Herrschaft – zum Kreuzberg/M. Croce ins Pustertal führte, bildete sich das römische Littamum. Neben dem Meilenstein bei Feltre sind im Pustertal zwischen dem bereits vorkeltischen Aguntum, 4 km E von Lienz, und Ehrenburg/Casteldarne noch 10 weitere Steine entdeckt worden (K. M. Mayr, 1927, 1948, 1955, 1965; Lunz, 1972, 1981 a). In Innichen ist 1973 ein ganzes Haus freigelegt worden, das Lunz (1981 a) in die Zeit von 170–405 stellen möchte.
Neben der Straße durch den Vinschgau (S. 284) dürfte im 1. Jahrhundert n. Chr. die Verbindung von Aguntum über Littamum – Innichen – und Sebatum – St. Lorenzen, beides römische Straßenstationen, durchs Pustertal über die römische Talsiedlung von Niedervintl und über den Brenner nach Augsburg ausgebaut worden sein.
Bei Pflaurenz sind Marmor-Sarkophage und im untersten Gadertal römische Brandgräber angefahren worden (Lunz, 1981 a).
Im 5. Jahrhundert besetzten Ostgoten das Pustertal. Seit der Wende zum 7. Jahrhundert drangen über den Brenner ins Eisacktal vorgestoßene Bajuwaren auch nach E vor. Mit den Rätern scheinen sie sich – wie aus dem Nebeneinander rätischer Flurnamen und bajuwarischer Rodungssiedlungen hervorgeht – vertragen zu haben (Rampold, 1975); dagegen kam es mit den von S vorgestoßenen Langobarden wiederholt zu Auseinandersetzungen (S. 253). Aus dem Drau- und aus dem Gailtal versuchten Slawen nach W vorzudringen. Ob die Bajuwaren dabei von den ansässigen Ladinern um Hilfe gebeten worden sind, steht noch offen. Fest steht, daß die Slawen 592 und 612 bis über das Toblacher Feld zurückgeworfen wurden. Zur Festigung der Ostgrenze errichteten Bajuwaren 769 in Innichen – India (Frostfeld), das als unbewohnbar galt, ein Kloster.
Bei Littamum gründeten Benediktiner mit Mönchen des aufgelassenen Klosters Scharnitz von Klais in Oberbayern eine Abtei. Dabei hat die Stiftungsauflage, im rauhen Klima des campogelau – im Frostfeld – die Slawen zu christianisieren, stark zur Germanisierung beigetragen. Die streng romanische Basilika entstand um 1200 nach einem Großbrand, der Innichen in Schutt und Asche legte.
Toblach war bereits 827 ein vicus und wurde als in Duplago, Welsberg als Pudio im 11. Jahrhundert erstmals erwähnt. An der Mündung des Gsieser Baches stand schon um 816 die Siedlung Pudigin, die später bei einem Hochwasser zerstört wurde (E. Widmoser, 1970). In Taisten/Tésido bestand schon 769 an der W-Grenze der Hofmark Innichen, am rivus Tesido, am Taistner Bach, eine Pfarrei.
Gsies bestand als Gesieze seit dem 9. Jahrhundert, und im Talschluß, in St. Magdalena, wird 1327 eine Kapelle erwähnt. Niederdorf/Villabassa, wo ein römischer Meilenstein gefunden wurde, tritt 944 als Nidringdorf auf; Mitterolang/Valdaora di mezzo reicht als ad medias Olagun bis ins frühe 9., Rasen im Antholzer Tal bis Mitte des 11., Antholz-Mittertal bis ins frühe 13. Jahrhundert zurück, was taleinwärts fortschreitende Rodungen und dichter werdende Besiedlung widerspiegelt. Wielenbach wird 715, Pragas 970, Percha erst 1180, Stegen/Stegone, am Übergang über den Ahrnbach, um 1000 erwähnt; die Gründung von Bruneck erfolgte um 1250. Dietenheim wird als karolingischer Reichshof schon 995 erstmals genannt.
Vintl tritt 990 als Vintulla, die Flur von St. Sigmund um 1050 als Burin, später als Peuren (= bei den Gebäuden) auf; 1006/1039 wird Kiehna – Kiens – und 1050 Pfunders/Fundres erwähnt (Widmoser, 1970).

Im Tauferer Tal wird Gais 933 als loco Gazes erstmals genannt; Uttenheim erscheint urkundlich 970 als Uotinhúmi, das weltabgeschiedene Mühlwald als Schenkung ans Kloster Sonnenburg 1160. Nach 1070 treten die nobiles de Tufers – Taufers auf. Als ihr Stammsitz gilt die Kofl-Ruine bei den Wasserfällen am Eingang ins Reintal. Um 1250 erbauten sie auf dem Rundhöcker N von Sand/Campo Tures das Schloß, welches das Ahrntal abriegelt.

Die Besiedlung des Talschlusses erfolgte im 11. Jahrhundert aus dem Zillertal übers Heiliggeist-Jöchl (2657 m) und vor allem aus dem hinteren Pinzgau, über den Krimmler Tauern (2633 m), einen schon zur Bronze- und Hallstatt-Zeit begangenen Sattel (M. Hell, 1950), und über die Birnlücke (2667 m). Belegt ist das Säumen von Südtiroler Wein – seit 1154 – und von Halleiner Salz (V. Oberhollenzer, 1968). Seit dem späten Mittelalter besitzen Ahrntaler Bauern Grasrechte im Zillertal und im obersten Pinzgau. Prettau wird um 1250 als Braitenowe, der Kupferbergbau 1479 erstmals erwähnt. Bereits 1455 bestand hinter Kasern/Casere, vor dem Anstieg zu den Übergängen in den Pinzgau, die Heiliggeist-Kapelle, die zugleich als Knappen-Kirchlein diente. Die weiter talauswärts in St. Martin bereits um 1250 bestehende Kirche wurde 1324 vom Tripbach zerstört. Ebenso war auch das Weißenbachtal schon früh besiedelt; 1434 wurde von dort eine Kirche erwähnt.

Neben dem um 1039 gestifteten Kloster Sonnenburg – Suanapurch – (K. Wolfsgruber, 1980) am Fuß des Burgkofels von Lothen, einem Quellheiligtum aus der späten Hallstatt-Zeit, war auch das gegen S sich öffnende Gadertal früh besiedelt. Onach/Onies und Welschellen/Rita werden als Oneja und Elina mons bereits 892 als Rodungssiedlungen erstmals erwähnt. In Heiligkreuz bei Abtei im mittleren Gadertal bestand schon um 1000 eine Einsiedelei. Die älteste Kirche in Enneberg/Marebbe stammt aus dem frühen 12., jene von St. Vigil von 1195, diejenigen von Twenge – Wengen/La Val – und St. Martin aus dem 13. Jahrhundert. In St. Leonhard/San Linert/Badia di S. Leonardo besaß die Abtei Sonnenburg schon 1296 zahlreiche Höfe. Eine dichtere Besiedlung der Talschlüsse erfolgte wiederum erst später. Corvara Ladinia wird 1292, Colfuschg schon 1153 erwähnt. Über die Incisa SE von Corvara führte ein alter Karrenweg ins Quellgebiet des Cordévole, nach Buchenstein, das trotz der Erzfunde am Monte Pore erst im 11. Jahrhundert besiedelt war. Urkunden belegen einen Eisen-Bergbau im 12. Jahrhundert; doch soll dieser bis in vorgeschichtliche Zeit zurückreichen.

Auf St. Zien S von Terenten konnten F. & E. Schubert in Lunz (1981a) einen frühbronzezeitlichen (A. Egger, 1943) von einem späteisenzeitlichen (G. Innerebner und L. Oberrauch) Fundhorizont trennen.

Die bereits vorrömisch besiedelten Dörfer auf der Hochfläche von Pfalzen/Falzes–Terenten/Terento, reichen bis vors Jahr 1000, Terenten gar bis 600 zurück. Meransen wird 1167 als Morans und Rodeneck um 1050 erstmals erwähnt (Rampold, 1975).

Das Ultental/Val d'Ultimo im Spätwürm

Mittelmoränenreste am Ausgang des Ultentales W von Lana belegen – zusammen mit Moränenterrassen NW dieses Dorfes – noch eine Vereinigung von Ulten- und Etsch-Eis. Stirnnahe Wallreste im vorderen Abschnitt, bei Klaus und Lorg, sowie der Rundhöcker des schon 1189 erwähnten Schlosses von Eschenloch dokumentieren einen selbständig gewordenen Ulten-Gletscher.

Fig. 146 Die aus den beiden Karen zwischen Hochwacht/Vedetta Alta, 2626 m (links), und Samerberg, 2569 m (rechts), austretenden Gletscher hingen mit ihren Zungen im jüngeren Spätwürm bis tief ins Ultental/Val d'Ultimo herab. Im letzten Spätwürm war die Karwanne der Seegruben-Alm noch von einem Gletscher erfüllt, der vor seiner Stirn eine mächtige Moräne schüttete (im Bild oberhalb der Waldgrenze rechts der Hochwacht).

In einem späteren Stand stieß der Gletscher aus dem Kirchenbachtal, einem linken Seitental, nochmals bis St. Pankraz vor. Der Ulten-Gletscher dürfte damals, dank der Zuschüsse aus dem Marauntal und von der Laugenspitze, durch das Tal des Wieser Baches bis unterhalb des Lago di Alborelo vorgestoßen sein. Eine mächtige Moränenterrasse mit Wallresten stellt sich bei St. Walburg ein. Aus dem Schmiedhofer Tal, einem weiteren linken Seitental, floß ebenfalls ein Gletscher zu, was auf Stein durch Stauschutt und Moränenreste belegt wird. Mit dem Abschmelzen des Ulten-Gletschers im Becken des heutigen Zoggler Stausees wurde der Schmiedhofer Gletscher selbständig. Seine Zunge hing zunächst noch etwas ins freigewordene Ulten-Zungenbecken. Ein nächster Stand zeichnet sich im Schmiedhofer Tal bei Steinrast ab; der Ulten-Gletscher ist damals erneut bis unterhalb von St. Niklaus vorgestoßen. Moränen des ausgehenden und des letzten Spätwürm finden sich bei St. Gertraud und in den Talschlüssen. NW der Hochwacht/Vedetta Alta (2626 m) haben sich markante Stirnmoränen des letzten Spätwürm auf 1950 m erhalten. N des Gipfels stieg eine Zunge bis auf die Pfandl Alm ab (Fig. 146).

Der spätwürmzeitliche Eiszerfall im Passeier-Tal

In den ersten Spätwürm-Ständen nahm der Etsch-Gletscher bei Meran noch den von N mündenden *Passer-Gletscher* auf. Auf dem Kamm von Haslach über Dorf Tirol gegen

Segenbühel bildete sich eine Mittelmoräne mit zahlreichen Erratikern aus. Beim Abschmelzen entstand im untersten Passeier-Tal ein durch die Zunge des Etsch-Gletschers gestauter Eissee, in den bei Kuens/Caines der von NW, von der Langsee-Platte, vorgestoßene Spronser Gletscher mündete. Dieser hinterließ mächtige stirnnahe Seitenmoränen, die auf der linken Seite erdpyramidenartig zerschnitten wurden. Der Passer-Gletscher endete damals S von St. Martin, nachdem er von E den Grateis- und von W den Kalm-Gletscher aufgenommen hatte. Auch aus den Karen zwischen Passeier- und Sarntal, von der Hirzer Spitze (2781 m), der Hönig-Spitze (2700 m), von der Videgger- und von der Verdinser Plattenspitze (2675 m) erreichten Eiszungen zunächst noch den Passer-Gletscher; später kalbten sie im sich bildenden Eissee. Ebenso stießen Seitengletscher aus dem Masul- und aus dem Saltauser Tal erneut bis ins Passeier-Tal vor, was stirnnahe Seitenmoränenreste belegen.

In einem nächsten Stadium rückten Wannser- und Pfistrad-Gletscher nochmals gegen St. Leonhard vor und schütteten – zusammen mit den Schmelzwässern des ebenfalls bis wenig hinter das Dorf zurückgeschmolzenen Passer-Gletschers – einen glazifluvialen Schuttfächer ins Passeier-Tal. Von S trat der Salderner Gletscher hinzu. Seitenmoränen wurden S von Platt, das auf Rundhöckern steht und wo subglaziäre Schmelzwässer Gletschermühlen entstehen ließen, sowie bei Saldern abgelagert.

Ein nächstes Abschmelz-Stadium zeichnet sich bei Moos durch Rundhöcker und stirnnahe Seitenmoränen ab. Dabei nahm der *Pfelderer Gletscher* von der Kolben-Spitze/La Clava (2865 m) mit dem Varmazon-Gletscher einen letzten Zuschuß auf. Dann wurden Varmazon- und Passer-Gletscher selbständig.

Im ausgehenden Spätwürm hingen von der Kette der Hohen Wilden/Altissima (3482 m) –Seewer Spitze/Cima del Lago (3287 m) Eiszungen ins Pfelderer Tal herab.

Selbst im letzten Spätwürm stiegen Hängegletscher erneut bis gegen Pfelders/Plan und Lazins herab. Ebenso waren Lazins- und Faltschnal-Tal noch vergletschert. Damals vereinigten sich die einzelnen Äste des Passer-Gletschers ein letztesmal im oberen Passeier Tal. Im Seewer Tal, dem südwestlichen Quellast, werden letzte spätwürmzeitliche Zungenenden auf 1740 m und auf gut 1900 m durch stirnnahe Wälle belegt. Von einem solchen Wall läßt sich eine rechte Seitenmoräne bis auf 2300 m hinauf verfolgen.

Im Passeier-Timmelstal lag der Banker Kessel und im Timmelstal die Hochfläche der Timmelsalp bis auf 2000 m herab unter Eis. Frührezente Moränen des Seewer Ferners verraten ein Zungenende auf 2120 m, was eine Vereinigung der einzelnen Eislappen im hintersten Talboden bekundet.

Im Wannser Tal zeichnen sich jüngere stirnnahe Moränen unterhalb von Walten und zugehörige Seitenmoränen S von Wanns ab. Noch jüngere Stände der selbständig gewordenen Gletscher sind in den Quelltälern und in den Talschlüssen durch Wälle belegt. Auch zwischen Jaufenspitz (2483 m) und Jaufenpaß hat eine Eiszunge noch Moränen hinterlassen (G. O. Gatto in Gb. Dal Piaz, 1970 k).

Die Passer – als Amnis Passires bereits um 770 erwähnt – wurde 1401 durch den Felssturz vom Gspellerberg zwischen Moos und Rabenstein zum Passeier-See aufgestaut. Seine verheerendsten Ausbrüche erfolgten 1419 mit der Hochwasserkatastrophe in Meran, 1503, 1512 und besonders 1572. Dabei wurden die Ringmauern der Stadt zerstört. Über der Gilfschlucht sollen die Wassermassen über dem Steinernen Steg 30 m hoch heruntergekommen sein.

Auch spätere Ausbrüche richteten bis zur Trockenlegung des Sees im Jahre 1774 mit der Zerstörung aller Brücken gewaltige Schäden an (O. Stolz, 1936).

Fig. 147 Stirnnahe Moränenreste mit Erratikern bei Platz SE von Tschars/Ciàrdes. Das Zungenende des Etsch-Gletschers dürfte damals bei der Mündung des Schnals-Tales gelegen haben. Auf dem Grat zwischen Vinschgau und Schnalstal lassen sich oberhalb des Schlosses Juval Moränenreste eines älteren Spätwürm-Standes erkennen.

Die spätwürmzeitlichen Eisvorstöße im Vinschgau/Val Venosta

In einem nächsten Stadium endete der zuvor bis oberhalb von Meran zurückgeschmolzene Etsch-Gletscher bei Meran, wo er sich noch mit dem Spronser- und dem Passer-Gletscher vereinigte, was durch Moränen und Rundhöcker belegt wird.
Weiter Etsch-aufwärts zeichnet sich das Meraner Stadium an der Mündung des Schnalser Gletschers (S. 282) ab; auf dem Grat von Juval stellen sich Mittelmoränen ein.
Eine erste stirnnahe Seitenmoräne gibt sich im Vinschgau SE von Tschars, bei Platz, zu erkennen (Fig. 147). Diese Seitenmoräne mit Augengneis-Erratikern und Resten von Moränenterrassen deutet darauf hin, daß damals das Ende des Etsch-Gletschers vor der Mündung des Schnalser- und des von S mit mächtigem Schuttfächer austretenden Tschirlander Baches gelegen hat.

Bei Goldrain/Coldrano verraten stirnnahe Moränenreste spätere Wiedervorstöße von Seitengletschern aus den von der Zerminger Spitze (3059 m) und von der GrauenWand (2778 m) abfallenden Tälern.
Der *Plima-Gletscher* aus dem Martell-Tal stieß in den Stadien von Schlanders/Silandro und Laas/Lasa nochmals bis an den Talausgang vor, was durch zwei Stirnwälle und, 3 km talaufwärts, durch eine Mittelmoräne zwischen ihm und dem Brandner Gletscher vom Hasenöhrl/L'Orecchia di Lepre (3257 m) belegt wird. Nächstjüngere Moränen dämmen das Martell-Tal bei St. Maria in der Schmelz/Sta. Maria alla Fonderia um 1600 m ab. Von der Zufritt-Spitze (3438 m) stieß der *Soy-Ferner* im letzten Spätwürm, wie stirnnahe Moränenwälle auf der Marteller Alp belegen (R. v. KLEBELSBERG, 1935), noch bis unter 1900 m, der *Zufritt-Gletscher* bis gegen den heutigen Stausee vor. Der *Peder-Gletscher* endete am Ausgang des Pedertales. Dagegen vereinigten sich die Eismassen im gegen E offenen Talschluß – Langen-Ferner/Vedr. Lunga, Zufall-Ferner/Vedr. del Cevedale und Hoher Ferner/Vedr. Alta – nochmals zum Plima-Gletscher.
Noch im Gschnitz-Stadium stieß der *Laaser Gletscher* von der Vertainspitze (3545 m) durch das steile und enge Tal bis Laas, bis 900 m, vor und hinterließ dort am Talausgang zwei markante Moränenstaffeln. Diese dürften dem Stadium von Sterzing im Eisacktal und den Stadien von Disentis, Sufers und Bergün im Rhein-System entsprechen.
Taleinwärts sind um 1100 und um 1300 m weitere Stände angedeutet. Weitere Wallreste zwischen 1550 und 1750 m bekunden letzte Spätwürm-Stände. Um 1850 stieg der Laaser Ferner bis 2100 m ab; 1962 (LK 1329 bis) endeten die Zungen unter 2700 m.
Ebenso erhielt der Etsch-Gletscher damals auch von N noch Zuschüsse, zunächst von der Kette Grubenspitze–Zerminger Spitze (3059 m) sowie vom Schlandrauner- und vom Allitzer Gletscher, was N der Talmündungen bis hinauf nach Laas/Lasa durch Moränen belegt wird.
In das bei Laas von N mündende Seitental stieg von der Litzner Spitze/Pta. d'Alliz (3206 m) ein Gletscher zunächst noch bis auf 1600 m ab; das vom Weißen Riepl/Costa Bianca gegen S abfallende Eis endete im Talschluß. Damals dürfte der mächtige Schuttfächer NE von Laas, der allenfalls beim Ausbruch eines Moränenstausees nach dem Latscher Stadium geschüttet worden war, erneut kräftig angewachsen sein.
Letzte Spätwürm-Moränen über dem Steilabfall des Allitzer Tales verraten, daß der oberste Abschnitt, trotz extremer SW-Exposition, noch von einem Gletscher eingenommen war.
Ebenso stieß im jüngeren Spätwürm in dem bei Tschengls/Cengles mündenden Seitental ein Gletscher von der Cima delle Pecore (3306 m) erneut bis an den Talausgang vor. Auch der vom P. Chavalatsch (2763 m) gegen NE in den Vinschgau abfließende *Cavallascio-Gletscher* reichte noch bis an den Talausgang, bis Lichtenberg/Montechiaro, wo Endmoränen das Zungenende belegen.
Durch mächtige spätwürmzeitliche Schuttfächer wurden im mittleren Vinschgau zwei flachgründige Seen aufgestaut, der untere durch denjenigen von Tarsch/Tarres–Kastelbell bei Latsch, dessen Name auf lacus zurückgeht (RAMPOLD, 1977a). Durch die Schuttkegel aus dem Martell-Tal und von Goldrain sowie die Alluvionen des bei Schlanders/Silandro austretenden Schlanserbaches wurde der Latscher See zugeschüttet.
Der obere Stausee bildete sich W von Laas, dessen Name ebenfalls auf lacus zurückgeht. Durch den Stau des Murfächers des Gadrià-Baches aus dem Erosionstrichter S der Weißen Riepl/Costa Bianca (2950 m) und durch den von S in die Talebene austretenden Laaserbach reichte der abgedämmte Laaser See zunächst bis gegen Glurns/Glorenza.

Durch die zwei Schuttfächer von Tschengls und von Eyrs/Oris wurde der Laaser See unterteilt. Von den beiden wurde der obere durch die Alluvionen des Schludernser- und des Suldenbaches relativ rasch zugeschüttet, während der untere Seeteil noch länger bestand und erst in frühgeschichtlicher Zeit allmählich verlandete.
Neben dem Laaser Schuttfächer hatten sich im Vinschgau noch weitere Schuttkegel ausgebildet, so bei Latsch/Làces und der mächtigste, derjenige der Malser Haide/Muta di Málles aus dem Plawenntal/Val di Piavenna, der einerseits den Haidersee/Lago della Muta abdämmt und anderseits bis Glurns herabreicht.

Das Schnalstal in Spätwürm und Holozän

Im Stadium von Tschars des Etsch-Gletschers (S. 280) dürfte der *Schnalser Gletscher* von der S-Seite der Ötztaler Alpen in der Mündungsschlucht unterhalb des Schlosses Juval geendet haben. Im Schnalstal/V. di Senáles zeichnet sich dieser Stand in einer linksufrigen Seitenmoräne oberhalb von Katharinaberg sowie durch stirnnahe Wälle bei der Mündung eines letzten von NE, von der Mair-Alpe, zufließenden Zuschusses ab. Damals wurden auch die Rundhöcker um Katharinaberg ein letztesmal überschliffen; auf dem markantesten wurde – nach der Schleifung einer bereits 1273 erwähnten Burg – ein Kirchlein erbaut (F. Huter, 1925).
In einem nächsten Stand endete der Schnalser Gletscher unterhalb der Mündung des Pfossentales, aus dem er noch einen Zufluß erhielt. Diese Endlage gibt sich auch in der Moränenterrasse von Karthaus (1327 m) zu erkennen, auf der 1326 ein Karthäuser Kloster gegründet wurde (R. Staffler, 1956; R. Baur, 1970; J. Rampold, 1977a). Unterhalb der Abzweigung nach Karthaus zeichnet sich eine innere Moränenstaffel ab. Im Talabschnitt zwischen den beiden Ständen sind die von Moräne bedeckten Flanken Erdpyramiden-artig zerschnitten worden. Taleinwärts, oberhalb der Schuttfächer, die im Spätwürm einen See aufgestaut haben, bekundet ein an den Rundhöcker von Unser Frau/Madonna angelagerter Moränenwall einen weiteren Stand, bei dem der Gletscher aus dem Mastaun-Tal nochmals bis ins Schnalstal vorstieß.
Moränen und Rundhöcker im hintersten Schnalstal verraten wohl einen im ausgehenden Spätwürm noch bis ans obere Ende des 1956–62 gestauten Vernagt-Sees/Lago di Vernago, bis 1700 m, vorgestoßenen Gletscher. Moränen des letzten Spätwürm belegen N der Kreuzspitze/Pta. della Croce (3140 m) Vorstöße bis auf 2200 m, im Lagauntal bis gegen 2000 m und im Tal von Kurzras/Maso corto (A. Penck in Penck & Brückner, 1909) bei dem bereits 1297 urkundlich belegten höchstgelegenen Bauernhof Südtirols (2011 m) bis auf 1940 m und 2000 m herab.
1531 soll der Schnalser Ferner so weit vorgestoßen sein, daß wegen der Eiswinde im Dorf Tirol Weingärten in Wiesen umgewandelt werden mußten (F. Maurer, 1965).
Zur Zeit der frührezenten Klimarückschläge stieß der Lagaun-Ferner von der Salurn-Spitze (3433 m) nochmals bis 2540 m, der Steinschlag-Ferner gar bis 2240 m vor. Bis 1943 (LK 259bis und AVK 30/2, 1962) sind die beiden bis auf 2920 m bzw. auf 2620 m zurückgeschmolzen.
Während aus dem Schnalstal bis 1898 alljährlich Rinder über die Schneepässe des Hochjochs (2850 m) und des Niederjoch (3019 m) zur Weide ins hinterste Oetztal getrieben wurden, sind es heute nur noch Schafe, immerhin über jeden der beiden Pässe zwischen 2000 und 2500 Stück (K. Fischer, 1969).

Im letzten Spätwürm hingen vom Schnalskamm zwischen den Marzell-Spitzen und der Karles Spitze/Cima di Quaira (3465 m) Eiszungen ins obere Pfossental herab, während sich solche von der Texel-Spitze (3317 m), von der Hohen Weißen/Cima Bianca (3281 m) und von der Hohen Wilden/Altissima (3482 m) im hintersten Tal gar zu einem bis unter den Eishof, bis gegen 2000 m, vorgestoßenen *Pfossen-Gletscher* vereinigt hatten. W der Hohen Wilden hing der Kessel-Ferner in den frührezenten Vorstößen bis in den Kesselboden, bis 2600 m, herab. Dabei erhielt er vom Gurgler Eisjoch noch einen Zuschuß. Bis 1960 (AVK 30/1) war der Kessel-Ferner bis auf 2890 m zurückgeschmolzen. Die Firnfelder an den Marzell-Spitzen hatten sich teilweise noch vereinigt, so daß die Zunge des Roßberg-Ferners bis gegen 2600 m herabhing. 1960 endete sie auf 2880 m.
Auf einen Rückzug bis in den Vinschgau stieß der Etsch-Gletscher in einem nächsten Klimarückschlag wieder vor. Durch das Münstertaler- und Ortler-Eis wurde das von der Malser Haide abfließende ganz auf die nördliche Talflanke gedrängt, was durch die asymmetrische Lage des Rundhöckers von Tartsch belegt wird. Durch den Zufluß des Martell-Gletschers vom Monte Cevedale (3764 m) vermochte der Etsch-Gletscher im Andeer (= Pfundser)-Stadium nochmals bis gegen Latsch/Laces vorzufahren, was besonders auf der S-Seite durch Wallreste belegt wird, die S von Prad von fast 1300 m über die Tschenglsburg (1250 m) SW von Tschengls/Cengles bis zur Mündung des Martell-Tales auf gut 800 m abfallen.

Zur ersten Besiedlung von Burggrafenamt und Vinschgau

Rautenförmig ritzverzierte Keramik-Bruchstücke belegen auf dem Tartscher Bühel SE von Mals eine frühneolithische Besiedlung (R. Lunz, 1981a).
Neolithische Flach- und Steinbeile sind von Obermais bei Meran und St. Hippolyt bei Tisens/Tésimo, Silex-Werkzeuge und ein Dolch von St. Hippolyt, ein Wohnplatz mit Feuersteingeräten ist bei Naturns bekannt geworden (L. Oberrauch in Oberrauch/Lunz, 1978). Zeugen des ausklingenden Neolithikums, der Eppaner Steinkisten-Kultur, sind Etsch-aufwärts durch steinerne Lochäxte von Schlanders/Silandro und St. Peter bei Eyrs/Oris belegt (G. Innerebner, 1953).
Am Schloßberg von Juval, einem Rundhöcker am Eingang ins Schnalstal/V. di Senales, sind frühbronzezeitliche Siedlungsreste aufgefunden worden (Oberrauch/Lunz, 1978). Ebenso sind bereits zur Bronzezeit mehrere Seitentäler, teilweise gar bis in die Talschlüsse, besiedelt gewesen, was durch Schalensteine belegt wird (F. Haller, 1978; G. Gamper, 1981). Solche finden sich auch im Burggrafenamt – am Mutkopf NW vom Dorf Tirol sowie im Ultental – und im Vinschgau – am Eingang ins Schnalstal und auf dem Tartscher Bühel - meist in unmittelbarer Nähe bronze- und eisenzeitlicher Siedlungen. Felszeichnungen von der Art, wie sie in der Val Camónica zu Tausenden vorkommen (S. 322ff.), fehlen mit Ausnahme derjenigen auf der Tschötscher Heide in Südtirol (Lunz, 1974b, 1981a; F. Haller, 1978).
Reichhaltiger sind Funde aus der jüngeren Bronze- und der Eisenzeit. Neben den Menhiren von Algund und Gratsch (Lunz, 1976a, 1981a; S. 240) und den besonders im Burggrafenamt zahlreichen Wallburgen (Innerebner, 1956, 1957, Innerebner & Lunz, 1975) fanden sich bronze- und eisenzeitliche Äxte sowie Lanzenspitzen und Keramik bei Prad, Laas, Allitz und Schlanders, eine Bronzenadel bei Mals, keltischer Glasschmuck bei Schluderns/Sluderno, ein etruskischer Bronzehelm unterhalb der 1259 erstmals erwähn-

ten Churburg und ein Bronze-Depot am Schlanderer Sonnenberg (Lunz, 1973, 1974, 1981a; J. Rampold, 1977a). Auf dem Mutkopf (1547 m) NW von Meran entdeckte Oberrauch die höchstgelegene Siedlung des Burggrafenamtes mit Mauerresten und Schalensteinen. Aufgrund der Keramikreste stammt sie aus der Spät- bis Endbronzezeit (Lunz, 1976a, 1981a). Bei Kortsch ist ein endbronzezeitliches Gräberfeld, am Kortscher Sonnenberg eine Kuppensiedlung freigelegt worden (Lunz, 1977a).
Spätbronzezeitliche Siedlungsfunde stammen von Schluderns, von Kaschlin – mit Schlacken – eine Bronzeaxt von Stilfs und Lappenäxte von Gomagoi am alten Übergang über das Stilfserjoch nach Burmium – Bormio/Worms – ins Veltlin.
Von Sulden ist ein bronzezeitlicher Kupfer-Bergbau bekannt geworden. Aus all den Funden geht hervor, daß die Ligurer, deren ursprüngliche Heimat noch immer offen steht, um 2000 v. Chr. von S in den Alpenraum eingedrungen sind und im Laufe der Bronzezeit den Vinschgau besetzt haben. Als ihre Nachfolger rückten um 800 v. Chr. in zwei Schüben von E und von N meist als Illyrer bezeichnete Stämme nach. Diese besetzten den größten Teil des südöstlichen Alpenraumes. Um 200 v. Chr. drangen Veneter gegen NW vor. Recht bedeutsam ist wiederum der Rundhöcker des Tartscher Bühel, auf dem – neben bronzezeitlichen Resten – fünf Eisenbeile und eine Hirschgeweihspitze mit rätischer Inschrift gefunden worden sind. Diese nennt den ältesten schriftlich bezeugten Vinschgauer (K. M. Mayr, 1953; Innerebner, 1965; Lunz, 1981a, b; Fig. 148).
Weitere latènezeitliche Funde stammen von Tisens-St. Hippolyt, Mais, Schluderns und Mals. Nach dem Eindringen der Römer im Jahre 15 v. Chr. ins Burggrafenamt und in den Vinschgau unter Drusus, dessen Heer von Bozen einerseits über den Brenner, anderseits weiter Etsch-aufwärts vorstieß, wurde die besiegte rätische Bevölkerung allmählich zu Rätoromanen (S. 242). Die Wallburg über dem Felsabbruch zur Passer-Schlucht, die spätere St. Zeno-Burg NE von Meran, wurde zum Castrum Maiense ausgebaut. Die Statio Maiensis, die Zollstation zwischen Venetien und Rätien, lag wohl nicht in Mais, am linken Ufer der Passer, sondern erst weiter Etsch-aufwärts, wohl bei Töll (W. Dondio, 1978). Die über den Reschen führende Via Claudia Augusta Padana dürfte, den versumpften Talboden S von Meran meidend und alten Räterwegen folgend, über Töll und von dort am Fuß des Sonnenhanges über Rabland–Naturns–Tschars–Goldrain–Schlanders geführt haben. Dann stieg sie über Laas–Eyrs nach Schluderns, wo, wie in Schlanders, römische Münzen gefunden wurden und ein Weg ins Münstertal abzweigte. Über Tartsch–Mals–Burgeis (wo Lunz 1975 römische Straßenreste mit Wagenspuren entdeckt hat)–St. Valentin führte sie als «Oberer Weg» über den Reschen und Nauders ins Oberinntal (A. v. Plawenn, 1950; Fig. 149). Bei Rabland wurde bereits 1552 bei einer Überschwemmung ein Meilenstein freigelegt (Mayr, 1956; Lunz, 1981a, b); zwischen Laas und Eyrs stand ein weiterer Stein. Gräber sind von Nals, Partschins und Mals, Einzelfunde von Riffian im untersten Passeier-Tal, von Algund, Latsch, Schluderns und Mals bekannt geworden (Lunz, 1973, 1976a, 1977a, 1981a, b).
Auf der über Kortsch aufragenden Waldkuppe von Rosladum verbirgt sich eine späteisenzeitliche Siedlung, von der ein Mauerrest eines «rätischen» Hauses freigelegt worden ist (Lunz, 1981b).
Neben den Hauptverbindungen über Gampen-Joch, Brenner, Jaufen, Timmelsjoch, Reschen- und Ofenpaß wurden sommersüber auch recht hohe Übergänge benutzt: das Stilfserjoch (2757 m) ins Veltlin, das Weißseejoch (2970 m) aus dem Langtaufener- ins Kauner Tal (H. Hohenegger, 1969), das Hoch- (2850 m) und das Niederjoch (3010 m) ins hinterste Ötztal, nach Vent, das formell bis 1938 zum Bistum Trient gehörte.

Fig. 148 Hirschgeweih-Votiv vom Tartscher Bühel bei Mals mit rätischer Inschrift, Museum Meran. Aus: R. Lunz, 1981 b.

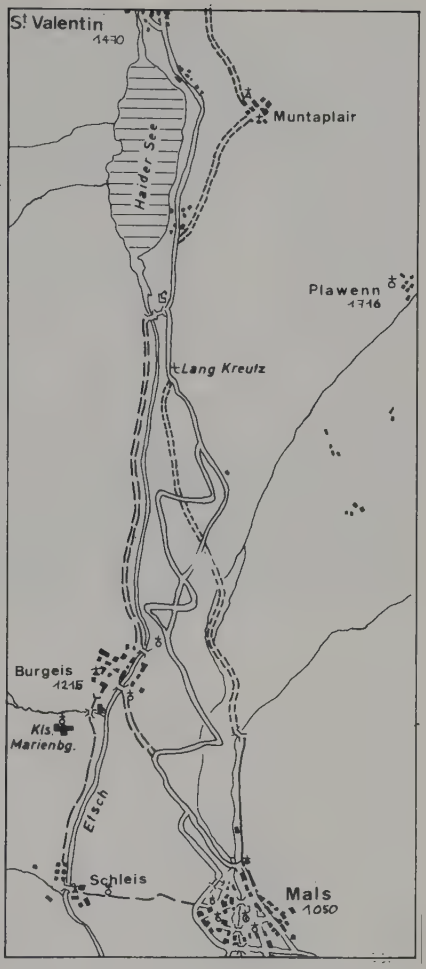


Fig. 149 Historische Straßen über die Malser Haide.
Nach A. v. Plawenn, 1950, aus J. Rampold, 1977a.
Maßstab 1:75000

— — Venostenweg
═══ Römerstraße
==== Maximilianstraße
——— heutige Straßen

Nach dem Abzug der Römer um 476 fanden im Etschtal versprengte Ostgoten Zuflucht. Zugleich rückten Langobarden Etsch-aufwärts vor. Im späten 6. Jahrhundert erfolgte die Landnahme durch Franken. Bei ihrem Einfall im Jahre 590 wurden die Langobarden-Kastelle Tesana auf den Rundhöckern von St. Hippolyt N von Tisens/Tesimo, St. Apollonia SW von Sirmian/Sermiana (G. Langes, 1978) und St. Georg S von Maletum – Mölten/Meltina zerstört (Mayr, 1956). Später rückten Bajuwaren über den Brenner und Alemannen über den Reschen nach S vor.

Früh begann im Burggrafenamt und im Vinschgau vom Castrum Maiense aus die Christianisierung durch den Missionsbischof der Räter, Valentin. Später flüchtete dieser vor den anstürmenden Hunnen wieder nach Obermais, wo er nach 470 starb.

Als älteste, wohl bereits vorkarolingische Dorfsiedlung des Burggrafenamtes gilt das auf der Mittelmoräne zwischen Etsch- und Passer-Gletscher gelegene Dorf Tirol (K. Th. Hoeniger, 1968). Kuens/Caines an der Mündung des Spronser- ins untere Passeier-Tal wurde 713 vom französischen Glaubensboten Corbinian gegründet. Vorkarolingisch ist auch das Kirchlein zu St. Peter bei Tirol NW von Meran (U. & E. Theil, 1963).

Tscherms/Cermes S von Meran wird als Cerones 857 erwähnt; ebenfalls als recht alt gilt die Siedlung Algund, deren Name zwar erst 996 auftritt.
Auch das Passeier-Tal wurde relativ früh dichter besiedelt: St. Martin wird 1150, St. Leonhard bereits 1116 erwähnt. Der Übergang über den Jaufenpaß nach Sterzing – nachweisbar seit dem 13. Jahrhundert – und jener über das Timmelsjoch ins hinterste Ötztal sollen schon von der Urbevölkerung begangen worden sein.
Bedeutende Impulse zur Christianisierung des Vinschgau erfolgten von Chur aus, dem seit 451 als Bistum bezeugten Mittelpunkt von Raetia secunda (I. Müller, 1960). Dies wird neben Kirchenpatronen durch Marmorlieferungen – de Venostes, aus dem Vinschgau – um 720 nach Müstair und nach Chur belegt (A. Wyss, 1972; I. Müller, 1972). Von 781 stammt das karolingische Kirchlein zu St. Prokulus in Naturns mit seinen Fresken. Es dürfte die Grenze zwischen karolingischem und langobardischem Machtbereich bekunden.
Im obersten Vinschgau reicht St. Stephan SW von Burgeis ins 8. oder 9. Jahrhundert zurück. Dort hat 1146 Ulrich von Tarasp eine erste Klostergründung versucht. 1150 wurde das Kloster nach Marienberg verlegt. Da es später vorab von alemannischen Mönchen besetzt war, trug es als geistiges Zentrum stark zur Germanisierung des Vinschgau bei. St. Benedikt in Mals – vielleicht das kulturelle Erbe von Tartsch (F. Huter, 1966) – mit karolingischen Fresken fällt ins frühe 9. Jahrhundert. In dieser Zeit erfolgte auch die Gründung des Klosters Tuberis, das später einfach Monasterium – Müstair/Münster genannt wurde, während der Flurname Tuberis auf Taufers/Tubre überging, das erst um 1100 gegründet wurde (I. Müller, 1960). Schlanders wird 1077, Tschars/Ciardes 1147, Burgeis 1161 und das Hospital zu St. Valentin auf der Malser Haide 1140 erstmals erwähnt. Trotz der späten Erwähnung (1323) gilt das frühromanische Kirchlein zu St. Sisinius auf einem Rundhöcker bei Laas als eines der ältesten Bauwerke im Vinschgau, das mindestens ins 11. Jahrhundert zurückreicht (J. Weingartner, 1973).
Glurns wird erstmals 1163 als Glurnis erwähnt und bereits 1321 von einer Stadtmauer umgeben. Im Engadiner (=Schwaben-) Krieg (1499) wurde Glurns zerstört, darnach wieder aufgebaut und erneut von einer Mauer umgeben (O. Trapp, 1954; Rampold, 1977a), die noch weitgehend erhalten geblieben ist.
1147 wird Graun/Curón als Curun apud lacum (Rampold, 1977a), 1258 das Langkreuz als Grenze zwischen Paßgebiet und den Talgemeinden von Burgeis und Mals und 1296 auch Rayones – Rojen/Roja (1968 m) – mit seiner bis ins 13. Jahrhundert zurückreichenden Kirche erwähnt. Damals dürfte auch das Langtauferer Tal erstmals dauernd besiedelt worden sein (Hohenegger, 1969).

Die Gegend des Reschenpasses in Würm-Eiszeit, Spätwürm und Holozän

Zur Riß-Eiszeit reichte das Inn-Eis am Piz Lad (2810 m) bis gegen 2600 m und bekundet mit gegen S gerichteten Gletscherschliffen eine Transfluenz zum Etsch-System (R. v. Klebelsberg, 1935).
Im Würm-Maximum stand das Inn-Eis auf dem Reschenpaß/Passo di Resia (1510 m) – aufgrund der höchsten Eisüberprägung – bis auf über 2350 m mit dem Etsch-Eis, das vorab vom Ortler und vom Monte Cevedale genährt wurde, in Kontakt. Die tieferen Rundhöckerfluren zwischen Piz Lad (2810 m) und Nauders – Mutzwiesen, Grünsee, Tiefwald, Kitzmais-Seleskopf, Norberthöhe – wurden noch im ausgehenden Hochwürm

Fig. 150 Stirnmoräne des letztspätwürmzeitlichen Langtaufener Gletschers mit der Kirche zu St. Maria Magdalena und einem durch die Moräne gestauten Schuttkegel.

und im frühen Spätwürm vom Eis überfahren. Im mittleren Spätwürm, nach dem Stadium von Pfunds, aperte der Reschen aus. Wie eine 200 m tiefe, in quartären Ablagerungen verbliebene Bohrung bei St. Valentin belegt (K. Fischer, 1966), wurde das tektonisch angelegte Hochtal in Würm-Eiszeit und Holozän kräftig zugeschüttet.
Im Gschnitz-Stadium stieß der *Karlin-Gletscher* von der Weißkugel (3739 m) durchs Langtauferer Tal/Valle Lunga bis Graun/Curón vor, hinterließ stirnnahe rechte Seitenmoränen und kalbte bereits in einen ersten Reschensee. Auf der äußeren Moräne, dem St. Anna-Hügel, erkannten A. v. Plawenn (1950) und G. Innerebner (1975) eine Wallburg; auf der nächstinneren erstand 1948 für das im Stausee ertrunkene Graun ein neues Dorf. An den Hängen des Langtauferer Tales klebt flächenhaft versackte Moräne.
Von der Danzebell-Kette (3145 m) stießen im ausgehenden Spätwürm durch das Ochsenberg-Tal/Valle dei Buoi und durch das Kühtal/V. delle Vacche zwei Eiszungen vor, die sich vereinigt hatten und im letzten Spätwürm selbständig geworden waren.
Auf der stirnnahen Seitenmoräne des Pedroß-Gletschers, auf der Kuppe des Angerhofes, glaubte H. Hohenegger (1969) eine Wallburg entdeckt zu haben.
Jüngere Moränenwälle des Karlin-Gletschers finden sich erst wieder unterhalb von Hinterkirch (Hohenegger, 1969), wo der Gletscher noch von beiden Talseiten letzte Zuschüsse erhielt. Bei Kappl queren Moränen des letzten Spätwürm das Tal. Auf dem Stirnwall steht ein Kirchlein (Fig. 150). Auf der Melager Alp reichte das Karlin-Eis im Mündungsbereich von Roteben-, Langgrub- und Freibrunner Ferner bis auf über 2200 m, was markante Seitenmoränen bekunden. Dann fiel die Stirn steil ins Tal ab.
Bei Melag haben sich mächtige Murschuttkegel gebildet. Sie haben die stirnnahen Seitenmoränen zerstört und den Karlinbach ganz auf die linke Talseite abgedrängt. Dabei hat sich dieser bis 25 m in die Schuttmassen eingetieft. Taleinwärts lassen sich Seiten-

moränen des ausgehenden und besonders des letzten Spätwürm sowohl beim Falgin- als auch beim Langtauferer Ferner erkennen. Sie bekunden bei der Weißkogel-Hütte Eisstände auf 2545 m bzw. 2530 m. Von der Falbanair-Spitze (3200 m) stieß ein Gletscher über den Roßboden vor, was markante Moränen belegen.

Frührezente Stände eines noch vereinigten Bärenbart/Langtauferer Ferners reichen bis 2000 m herab (R. v. Klebelsberg, 1927; Hohenegger, 1969). Dabei war der Gletscher 1820 etwas größer als 1850, was durch mächtige Wälle dokumentiert wird; weitere veranschaulichen eindrucksvoll das Zurückschmelzen des Langtauferer Eises um gut 2 km und um 120 m in der Mächtigkeit. 1922 endete die Zunge auf 2121 m, 1935 wurden Bärenbart- und Langtauferer Ferner selbständig, 1942/43 stirnte dieser auf 2230 m (AVK 30/2, 1962). Bis 1964 war er auf 2400 m, bis 1971 auf 2410 und bis 1980 gar bis auf 2460 m, der Bärenbart-Ferner bis auf über 2600 m zurückgeschmolzen.

Beim Langtauferer Gletscher liegt die Gleichgewichtslage heute auf 2850 m, die klimatische Schneegrenze auf über 3000 m. Im hinteren Tal reicht die Waldgrenze auf gut 2200 m, die Baumgrenze auf knapp 2300 m.

Aus dem Rojental/V. di Roia schob sich der *Rojen-Gletscher* vom Rassasser Grat (2896 m) im mittleren Spätwürm nochmals bis an den Talausgang vor; linksseitige Schmelzwässer flossen, zusammen mit denen des *Falmiur-Gletschers* vom Piz Russenna (2802 m), gegen Nauders und ins Inntal ab (S. 131). Im letzten Spätwürm hingen von den Talschlüssen Eiszungen bis gegen 2200 m herab.

Aus dem Kar der Rassasser Spitze/Punta di Rasass (2941 m) stieg noch im jüngeren Spätwürm ein Gletscher bis in den Haidersee/Lago della Muta. In einem nächsten Stadium endete er um 1800 m. Noch im letzten Spätwürm war das Kar mit dem Rassass-See von Eis erfüllt. Im jüngeren Spätwürm stieß der *Metz-Gletscher*, zusammen mit dem vom Muntpitschen (3162 m) in der Sesvenna-Gruppe durch die Val d'Arunda abfließenden Eis, durch das Schlinig-Tal/Valle di Slingia bis 1300 m vor.

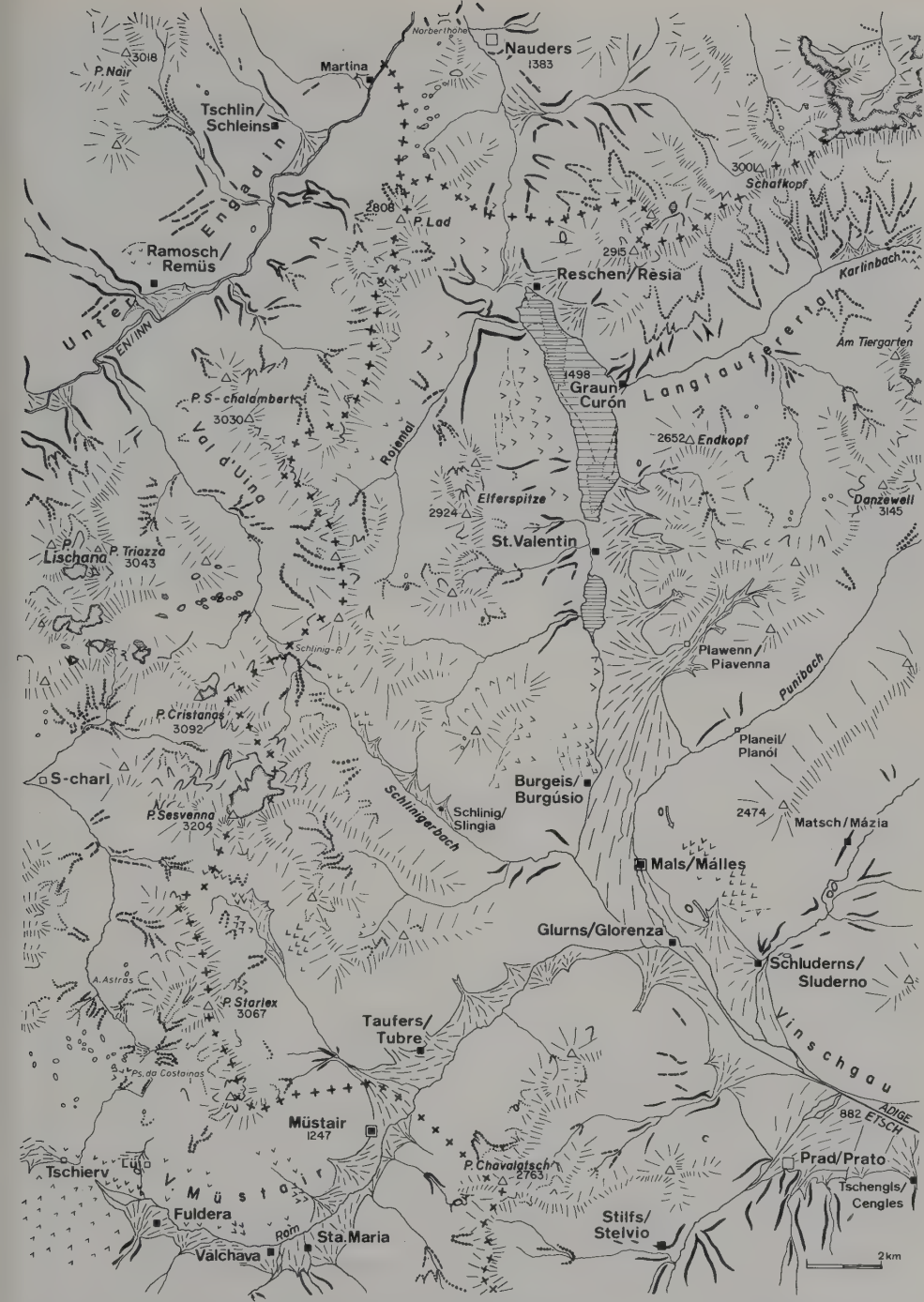
Nach dem Abschmelzen sackten beide Talflanken ab. Moränen des ausgehenden und des letzten Spätwürm zielen auf den Steilabfall der Schwarzen Wand/Croda Nera. Dann schmolz das Eis im Becken von Rassass zurück, was Rückzugsstaffeln zu erkennen geben. Eindrückliche Blockströme zeichnen sich zwischen Fernerspitz (2954 m) und Muntpitschen ab. Zur Zeit der frührezenten Vorstöße hing eine Zunge bis unter 2700 m herab.

Der gegen SW exponierte *Planeil-Gletscher* vom Rabenkopf (3393 m) vermochte im Gschnitz-Stadium bis Planeil/Planól vorzustoßen. Im ausgehenden Spätwürm endete er um 2150 m, im letzten um 2260 m, was rechtsufrige Seitenmoränen belegen. Zur Zeit der frührezenten Vorstöße stieg der Planeil-Ferner/Vedretts di Planól bis unter 2580 m ab. Bis 1954 (LK 1199bis) war er auf 2930 m zurückgeschmolzen, so daß sich für die westliche Weißkugel-Gruppe eine klimatische Schneegrenze von über 3050 m ergibt.

Im mittleren Spätwürm drang der *Saldur-Gletscher* durch das Matscher Tal/Val di Mázia noch bis an den Ausgang bei Schluderns/Sluderno vor, wo er sich mit dem Eis des oberen Vinschgau vereinigt hatte. Im nächsten, wohl im Gschnitz-Stadium, endete der Saldur-Gletscher unterhalb von Matsch. Jüngere Staffeln zeichnen sich auf der Matscher Alm, frührezente auf 2400 m ab. Schon bis 1942/43 (AVK 30/2, 1962) war der Gletscher bis 2700 m zurückgeschmolzen.

▷

Fig. 151 Quartärgeologische Karte des Gebietes zwischen Unterengadin, Münstertal und oberstem Vinschgau.



Pfundser (= Steinach)-Stadium
Cinuos-chel (= Gschnitz)-Stadium
Bever (= Daun)-Stadium
Pontresina (= Egesen)-Stadium
Holozäne Stände
Frührezente Stände
Sackungen mit Nackentälchen
Schmelzwasserrinnen
Rundhöcker
Schuttfächer

Fig. 152 Der aus dem Plawenn-Tal austretende Schuttfächer der Malser Haide mit Großhorn (2636 m) und Mittereck (2908 m). Im Vordergrund Burgeis.

Mit dem Eisfreiwerden des Reschen- und des Rojen-Tales lösten sich von den westlichen Talflanken zahlreiche Sackungen. Später begannen Schmelzwässer Sander und mächtige Murschuttfächer zu schütten: aus dem Langtauferer Tal, aus dem Inneren und Äußeren Talai und besonders aus dem Plawenn-Tal (Fig. 152). Dieser reicht über die Malser Haide bis Glurns/Glorenza und ist mit 13,25 km² der größte Murkegel der Ostalpen (Fischer, 1966). Zusammen mit Sackungen von der W-Seite stauten die Schuttfächer in der Reschen-Talung eine Seenkette auf. Dabei sind die kleinsten, gegen Nauders hin gelegenen Seen bereits verlandet. Auch die größeren haben durch Schuttzufuhr, Verlandung und Ufervegetation viel von ihrer ursprünglichen Ausdehnung und Tiefe eingebüßt.

1852/55 wurde der Grauner See abgesenkt, um Boden für die damals – infolge der Klimaverschlechterung – notleidende Landwirtschaft zu gewinnen. Dabei kam ein früheisenzeitliches Lappenbeil zum Vorschein. 1856 brach nach Schneeschmelze und Regengüssen der Haider See aus. Die dabei erzeugte Flutwelle zerstörte Brücken und Häuser, besonders in Burgeis/Burgusio, verwüstete Schleis/Clùsio und Laatsch/Laudes, überflutete Wiesen und Äcker, so daß die Wassermassen noch ins Städtchen Glurns eindrangen, wie die in 2,5 m Höhe angebrachte Hochwassermarke am Malsertor belegt. 1948–50 wurden Mitter- (1474 m) und Grauner See (1475 m), die nach der Absenkung durch den Fächer des aus dem Langtauferer Tal ausgetretenen Karlinbach unterteilt waren, N von St. Valentin um 22 m zum 6,8 km² großen Reschen-See auf 1479 m aufgestaut. Dabei wurden über 5 km² nutzbaren Bodens, 163 Häuser und die Kirche von Altgraun unter Wasser gesetzt; von ihr ragt nur noch der aus dem 14. Jahrhundert stammende Turm empor (Weingartner, 1973).

Spätwürmzeitliche und holozäne Gletscherstände in der Ortler-Gruppe

Die beiden durch das Trafoier- und das Sulden-Tal absteigenden, bei Gomagoi sich vereinigenden Gletscher aus dem Ortler-Gebiet (3899 m) hinterließen bei Stilfs/Stelvio und E von Prad/Prato allo Stelvio, an der Mündung des Sulden-Tales/Valle Solda in den Vinschgau Seitenmoränen, die auf ein Zungenende auf 900 m hindeuten, was denn auch bei Prato durch absteigende Seitenmoränen belegt wird, von denen die linksufrige zur Stirn umbiegt.
Ein letzter Spätwürm-Stand wird bei Stilfs/Stélvio durch eine absteigende Seitenmoräne belegt. Diese deutet auf ein Zungenende um 1100 m hin. Rückzugsstaffeln sind bei Gomagoi, an der Mündung des Trafoier Tales/V. di Trafoi angedeutet. Im Suldental erhielt der *Sulden-Gletscher* Zuschüsse aus der V. di Rosim, der V. di Zai und der V. di Razoi. Holozäne Vorstöße reichten im Trafoier Tal nochmals bis Trafoi, im Suldental bis Innersulden/Solda di dentro, wo die beiden Gletscher stirnnahe Moränen zurückgelassen haben. In den Talschlüssen endeten Madatsch- und Trafoier Ferner noch um 1850 auf rund 2000 m, der Untere Ortler-Ferner auf 1800 m.
Im Suldental erreichte der Sulden-Ferner, der größte Gletscher Südtirols, 1760 einen bedrohlichen Hochstand. 1818 lag die Zunge nur noch 380 Schritte von den Gamperhöfen entfernt auf 1880 m. Von 1856 ist ein weiterer Höchststand mit einem Zungenende um 1950 m belegt. Auch von 1890–1903 ist der Gletscher wieder um 138 m und von 1922–1927 um 15,5 m vorgestoßen (F. Maurer, 1965). 1906 endete er auf 2180 m, 1961 auf 2260 m (A. Desio et al., 1967), 1978 auf 2400 m, wobei er auf 2240 m eine Toteismasse zurückgelassen hat (F. Secchieri, 1979). Heute nimmt er eine Fläche von gut 10 km² ein.
Der von der Vertainspitze/Cima Vertana (3544 m) NE von Innersulden/Solda di dentro durch das Zay-Tal vorgestoßene Gletscher hinterließ mehrere Wallreste, die letzte Spätwürm-Stände um 2300 m belegen. E der Zay-Seen haben sich einige frührezente Wälle erhalten, und dahinter verraten eindrucksvolle Moränen bis auf 2750 m und 2890 m vorgestoßene Zungen des Zay-Ferners. Bis 1962 (LK 1239 bis) sind sie bis 2810 bzw. 2850 m zurückgeschmolzen.

Die spätwürmzeitlichen Stadien im Münstertal/Val Müstair

Im nördlichen Vinschgau, zwischen Laas und dem bei Schluderns mündenden Matscher Tal, dürfte die klimatische Schneegrenze an der völlig ausgeaperten Litzner Spitze/Pta. d'Alliz (3206 m), dem höchsten unvergletscherten Ostalpen-Gipfel, ihren höchsten Wert erreichen. S des nur 3 km entfernten Hochalt/M. Alto (3264 m) hat sich bereits ein kleines Firnfeld entwickelt (LK 259 bis, 1976).
Aus den Münstertaler Alpen floß noch im Spätwürm Eis einerseits über den Sattel von Döss Radond (2234 m) in die Val Vau gegen Sta. Maria, anderseits durch die Val Mora in die Talung Valle di Fraéle–Val del Gallo, wo sich das Eis teilte. Dabei wandte sich ein Teil durch die Val del Gallo zum Spöl-Gletscher; der andere bildete – zusammen mit dem Braulio-Arm – den Adda-Gletscher (S. 411).
Eis von Jufplaun und aus der Val Mora wurde durch Gallo- und Spöl-Gletscher sowie durch das aus dem Tavrü- und Munt la Schera-Gebiet abfließenden Fuorn-Eis erneut zurückgestaut. Dem Jufplaun-Eis verblieb daher – durch Rundhöcker und Verrucano-Erratiker auf der S-Seite des Munt da la Bescha sowie durch Gletscherschliffe W der

Ofenpaßhöhe bekundet – nur ein Abfluß über Il Jalet – Ofenpaß ins Münstertal und in die Val Mora. Dadurch und dank des mündenden Murtaröl-Gletschers lag die Eisscheide in der Val Mora bis tief ins Spätwürm W von Döss Radond, über Alp Mora. Dies wird durch Verrucano-Erratiker der Turettas-Kette belegt, die nur vom Piz Dora stammen können (R. Dössegger, 1970). Da sich diese auf der SW- und auf der SE-Seite des P. dal Döss Radond, auf Plaun Sura, auf rund 2600 m finden, floß Mora-Eis, bei einer Eishöhe von 2500 m bzw. 2350 m, noch im Latscher (= Pfundser) Stadium über Döss Radond (2234 m) durch die Val Vau ins Münstertal und ins Etsch-System.
Aus dem Ofenpaßgebiet, vom Munt da la Bescha (2773 m), von der N-Seite des Piz Daint (2968 m) und aus dem Kar zwischen diesem und P. Dora stieg der *Rom-Gletscher* bis Tschierv, bis 1660 m, ab. Die Eismassen vom P. Turettas (2958 m) endeten in mehreren Zungen oberhalb von Fuldera, unter 1700 m. Davor bildeten sich mächtige Schuttfächer, deren Anlagen als Sander zu deuten sind. Dadurch ist in der Val Müstair W von Fuldera, in der Palü dals Lais, ein kleiner See aufgestaut worden, der im Laufe des Holozäns verlandet ist.
Der *Vau-Gletscher* vom Piz dal Döss Radond (2906 m) und von Rims, dem westlichen Umbrail-Gebiet, stieß bis an den Ausgang der Val Vau, bis 1600 m, vor. Aus der Gleichgewichtslage gegen 2200 m resultiert eine klimatische Schneegrenze von 2300 m.
Noch im ausgehenden Spätwürm stieg ein Gletscher vom P. Daint gegen das Ofenpaß-Gebiet ab, überfuhr dort ein letztesmal die Rundhöcker, dämmte die Schotterflur des Plaun dals Bovs ab und dürfte um 1950 m geendet haben.
Die aus dem östlichen Umbrail-Gebiet durch die Val Muraunza und die V. Costainas vorgedrungenen Eismassen stirnten – dank einer Transfluenz von Ortler-Eis über den Umbrail – oberhalb Sta. Maria auf 1400 m. Eine Rückzugslage zeichnet sich auf 1770 m ab.
Aus dem Kar zwischen Piz Daint und P. Dora stieg ein Gletscher über Muliniersch zuerst bis 2100 m, später bis unter 2300 m herab. Die Sackungen am E-Grat des P. Dora erfolgten frühestens im späteren Spätwürm, als das Eis die von Moränen abgedämmte Valbella zwischen P. Chazforà und P. Dora freigegeben und sich von dessen E-Grat ein Blockstrom in den obersten Talabschnitt ergossen hatte.
Letzte Spätwürm-Moränen und überprägte Rundhöcker verraten unterhalb des Lai da Rims ein Zungenende auf 1900 m und einen späteren Stand am See. Jüngere Staffeln finden sich in den einzelnen Quellästen.
Von der Turettas-Kette hingen Eiszungen zuerst bis auf unter 2100 m, später bis 2200 m herab. Das zwischen Monte Fórcola und Piz Praveder durch die Val Döss Radond in die oberste Val Vau abfließende Eis reichte bis unterhalb von Praveder, bis 2100 m.
Der Gletscher in der *Val Muraunza*, der noch immer einen Zuschuß von Ortler-Eis über den Umbrailpaß (2502 m) erhielt, endete auf Alp Muraunza, derjenige aus der Val Costainas auf Alp Prasüra, ebenfalls um 2200 m. Jüngere Wälle liegen auf 2250 m und auf gut 2400 m. Vom P. Lad (2882 m) hing eine Zunge bis unter 2200 m, zwischen P. Umbrail (3033 m) und P. Rims eine weitere bis 2250 m herab. Der Hang E des P. Umbrail ist bis fast auf den Grat hinauf versackt. Eine N des Gipfels bis gegen 2600 m herabhängende Firnzunge ergibt dort bei einer Gleichgewichtslage um 2800 m eine klimatische Schneegrenze auf gut 2950 m.
Die in der obersten V. Muraunza im letzten Spätwürm von der rechten Seite abgestiegenen Eiszungen endeten auf 2350 m, im Pitschen-Chantun-Grond, zwischen Rötlspitz und Piz da las trais Linguas (2834 m), auf 2400 m, jüngere auf 2550 m und jene aus den Karen zwischen Rötlspitz und Piz Stabels auf 2500 m und auf 2600 m.

Fig. 152 Das Münstertal hinauf zum Ofenpaß. Im Vordergrund der Schuttfächer der Val Vau, dahinter Valchava, weiter talaufwärts die Fächer von Fuldera und Tschierv, rechts das versackte Gehänge von Lü. Im Hintergrund P. Daint (links), Ofenpaß mit P. dal Fuorn und Munt da la Bes-cha (rechts).

Fig. 153 Die vom Eis geformten Rundhöcker E des Ofenpasses gegen die Fuorcla Funtana da S-charl, dahinter Minschuns; im Hintergrund P. Starle (links) und Muntet und P. Terza (rechts).

Aus den Karen des Piz Minschuns (2934 m) und des P. Chavalatsch (2763 m) stiegen im Cinuos-chel-Stadium (S. 166f.) Gletscher fast bis in die Talsohle. Noch im letzten Spätwürm reichte eine Eiszunge vom P. Minschuns bis auf die Alp Sielva, bis auf 2150 m.
In dem zwischen Müstair und Taufers mit einem mächtigen Schuttfächer, einem Sanderkegel, mündenden Avigna-Tal läßt sich eine stirnnahe Moräne eines Gletschers beobachten, der vom Piz Starlex (3075 m) und vom Urtiólaspitz (2909 m) durch die Valle Urtióla bis in die Val d'Avigna vorstieß. Letzte Spätwürm-Endmoränen und Blockstromzungen liegen auf 2550 m bzw. auf 2520 m (A. Baumann, 1974, 1976).
Moränen des ausgehenden Spätwürm zeichnen sich auch NE des P. Starlex ab. Eine Eiszunge reichte dort – bei einer Gleichgewichtslage um 2500 m – bis auf 2100 m herab.

Zur Besiedlungsgeschichte des Münstertales

Der Fund eines Bronzemessers in der Val Mora bekundet, daß schon in der Bronzezeit, heute als weltabgeschieden betrachtete Gebiete wie die Münstertaler Alpen, begangen waren. Durch die Val Vau und V. Mora führte schon damals ein Übergang ins Veltlin. Aus dem Südtirol drang in der ausgehenden Bronze- und in der frühen Eisenzeit die Melauner Kultur über den Reschen und über den Ofenpaß ins Engadin, wofür Reste eines Vorratsgefäßes von Cuvel zoppà oberhalb von Tschierv sprechen (H. Conrad, 1941, 1981).
Schon zur Römerzeit führte ein Weg aus dem Vinschgau durchs Münstertal und über den Ofenpaß ins Engadin. Bei Furom unterhalb von Fuldera soll eine Taverne bestanden haben (P. Nolfi, 1958).
Bereits im 4. Jahrhundert kamen die ersten Verkünder des Christentums ins Münstertal. Das am Eingang ins Münstertal gelegene Müstair/Münster mit dem bedeutendsten älteren Kloster- und Kirchenbau der Schweiz geht auf das ausgehende 8. Jahrhundert zurück. Er soll um 780 von Karl dem Grossen nach einer Überquerung des Umbrail-Passes gestiftet worden sein (S. 286) und dürfte eine Filiale des Klosters Pfäfers gewesen sein. Von den Rombach-aufwärts gelegenen Orten wird Sta. Maria bereits 1161 als Probstei von Müstair erwähnt. Um 1400 war es groß genug, daß sich der Bau eines eigenen Gotteshauses rechtfertigte; dies traf für Valchava, Tschierv und Lü im 15., für Fuldera im frühen 18. Jahrhundert zu. Doch wird dieses Dorf bereits 1392 als Valdera erwähnt.
Wie vom Ofenpaß, so sind auch vom Umbrail noch Stücke des alten Paßweges erhalten.

Die ins Eisack- und ins obere Etschtal vorgedrungene wärmeliebende Flora

Eingehende Untersuchungen über die Wärmeansprüche und das sukzessive Ausfallen von Holzpflanzen mit zunehmender Höhenlage hat M. Meurer (1979) im Gröden-Tal vorgenommen, wo sie auf verschiedener, ihnen zusagender Gesteinsunterlage auftreten.

Celtis australis – Zürgelbaum	750 m	*Ostrya carpinifolia* – Hopfenbuche	950 m
Colutea arborescens – Blasenstrauch	760 m	*Rhus typhina* – Essigbaum	1000 m
Coronilla emerus – Strauchwicke	800 m	*Fraxinus ornus* – Blumenesche	1100 m
Ligustrum vulgare – Liguster	820 m	*Castanea sativa* – Edelkastanie	1150 m
Cornus sanguinea – Hornstrauch	900 m	*Juglans regia* – Walnuß	1200 m
Vitis vinifera – Weinrebe	930 m	*Cornus mas* – Kornelkirsche	1230 m

Im Eisacktal steigt die Kastanie bis Bad Möders WSW von Stilfes bis 950 m (J. Rampold, 1977b).
S des Reschen und des Brenners hat sich nach dem Abschmelzen des Eises – wie auch auf der S-Seite der weiter W gelegenen Alpenpässe – eine gegen S zunehmend wärmeliebende Flora eingestellt. Im Vinschgau ist diese besonders durch verschiedene trockenheitsliebende Steppenpflanzen gekennzeichnet, die zum Teil bis ins Münstertal und über den Reschen ins Unterengadin vorgestoßen sind (A. Becherer, 1972).
Im Vinschgau reichen Edelkastanie und Rebe bis an die Gadrià-Mure, die den unteren vom oberen Vinschgau trennt.
Während im Ofenpaßgebiet und im Münstertal die Waldgrenze bis 2280 m, die Baumgrenze bis 2350 m und die Krüppelgrenze bis 2370 m ansteigen, reifen in Valchava Äpfel bis 1460 m, Kirschen bis 1480 m. Tabak wird bis auf 1480 m Höhe angebaut.
Im Suldental steigt die Waldgrenze bis auf 2320 m, die Baumgrenze bis gegen 2400 m und die Krüppelgrenze bis etwas über 2400 m empor. Dagegen liegen diese Grenzen in der Val Muraunza – wohl infolge des Windgassen-Effektes – deutlich tiefer: auf 2220 m, auf 2300 m und auf 2350 m.

Zitierte Literatur

Albrecht, W. (1978): Der Kobaltbühel bei Völlan – ein bedeutender prähistorischer Fundplatz – Schlern, *52*/11.
Altenstetter, K. (1959): Die «Deutschgegend» am Nonsberg, Heimat F. X. Mitterers, des Begründers der deutschen Schutzarbeit – Beiträge zur Heimatkunde von Proveis, Laurein, Unser Frau im Wald, St. Felix – Schlern-Schr., *252* – Innsbruck.
Anati, E. (1974): Arte preistorica presso Incanale di Rivoli (Verona) – Segnalazioni di archivio – B. Centro Camon. Stor. Preistor., *11* – Capo di Ponte.
Andersson, G. (1910): Beiträge zur Kenntnis des spätquartären Klimas Norditaliens – In: Postglaziale Klimaänderungen – Stockholm.
Aspes, A., & Fasani, L. (1968): La stazione preistorica di Bor di Pacengo e la media etá del bronzo nell'anfiteatro morenico del Garda – Atti Mem. Accad. Agric., Sci. Lett. Verona (6) *19*.
Ateneo di Salò, ed. (1969): Lago di Garda: storia di una comunità lacuale, 2 vol. – Atti Congr. internaz.
Ausserhofer, M. (1976a): Die römischen Meilensteine in Südtirol – Schlern, *50*/1 – Bozen.
– (1976b): Die römischen Weihesteine in Südtirol – Schlern, *50*/1 – Bozen.
Baggio, P., et al. (1969k): Fo. 1 Passo del Brennero, Fo 4a Bressanone con Note illustr. – CG Italia – SG Italia.
Bagolini, B. (1972a): Primi risultati delle ricerche sugli insediamenti epipaleolitici del Colbricon (Dolomiti) Preistor. Alp., *8* – Trento.
– (1972b): Aspetti figurativi ed elementi di decorazione nel Neolitico del Riparo Gaban (Trento) – Riv. Sci. Preistor., *27*.
– (1974): Le incisioni rupestri della Val Lagarina – B. Centro Camonica Stor. preistor., *11* – Capo di Ponte.
– (1975): Riparo Gaban (Piazzina di Martignano) – Preistor. Alp., *11* – Trento.
– (1976a): Fontana de la Teia – Notiziario – Preistor. Alp., *12* – Trento.
– (1976b): Le attività economiche nella preistoria del Trentino – Economia trentina, *25*/4.
– (1980): Il Trentino nella preistoria del mondo alpino – Trento.
– (1983): Il post-glaciale e la colonizzazione umana del Trentino – Mitt. ostalp.-dinar. Ges. Vegetationskde.
– et al. (1975): Colbricon (scavi 1973–1974) – Preistor. Alp., *11* – Trento.
–, & Nisi, D. (1976): Monte Baldo (Verona–Trento) – Notiziario – Preistor. Alp., *12* – Trento.
–, & – (1981): La presenza umana preistorica sul Baldo – In: Il Monte Baldo – Natura alp., *32* – Trento.
Baldo, B., & Morton, F. (1956): Ein interessantes Römergrab aus Riva – Schlern, *30*/4.
Battaglia, R. (1943): La palafitta del lago di Ledro nel Trentino – Mem. Mus. Stor. natur., Trento, *7*.
Baumann, A. (1974): Geologie der Piz Starlex-Gruppe (Val S-charl GR/Val d'Avigna, Prov. Bolzano, Italien) – DA ETH Zürich – Dep. GI. ETH.
– (1976): Zur Geologie der Piz Starlex-Gruppe (Val S-charl, GR/Val d'Avigna, Prov. Bolzano, Italien) – Ecl., *69*/1.
Baur, R. (1970): Die Karthause Allerengelberg im Schnalstal – Bozen.

Becherer, A. (1972): Führer durch die Flora der Schweiz mit Berücksichtigung der Grenzgebiete – Basel.
Bertoldi, R. (1966): Ricerche pollinologiche sullo sviluppo della Vegetazione tardiglaciale e postglaciale nella regione del lago di Garda – Studi Trent. SN, Riv. Mus. Trent. SN, B, *45*/1.
Beug, H.-J. (1964): Untersuchungen zur spät- und frühpostglazialen Vegetationsgeschichte im Gardaseegebiet unter besonderer Berücksichtigung der mediterranen Arten – Flora, *154*.
– (1965): Pollenanalytische Untersuchungen zur nacheiszeitlichen Geschichte der mediterranen Arten im Gardaseegebiet – Ber. Dt. Bot. Ges., *78*/1.
–, & Firbas, F. (1961): Ein neues Pollendiagramm vom Monte Baldo – Flora, *150*.
Bianchi, A., & Dal Piaz, Gb. (1930k): Fo. 1a Vetta d'Italia – CG Tre Venezie, 1:100000 – Uff. Idr. R. Mag. Acque – Venezia.
– et al. (1930k): Fo. Monguelfo – CG Tre Venezie, 1:100000 – Pubbl. Uff. Idr. R. Mag. Acque – Venezia.
Biato, G., ed. (1980): Atlante valsabbino – Uomini, vicende e paesi – Brescia.
Blaas, J. (1892): Beiträge zur Geologie von Tirol. Glaziale Ablagerungen bei Meran und Bozen – Vh. G Reichsanst. *(1892)*/8, Wien.
Blanc, A. C. (1942): Variazioni climatiche ed oscillazioni della linea di riva nel Mediterraneo – G Meere Binnengewässer, *5* – Berlin.
Boni, A., ed (1972k): Carta geologica delle Prealpi Bresciane a Sud dell'Adamello, Fogl. E – Atti I. G Pavia, *22*.
–, & Cassinis, G. (1973): Carta geologica delle Prealpi bresciane a sud dell'Adamello – Note illustrative della legenda stratigrafica – Atti I. G. U. Pavia, *23*.
Bonomini, C. (1925): I dintorni di Preseglie e il glaciale del Chiese – Comm. Ateneo Brescia, *(1925)*.
Bortenschlager, S. (1982): Beiträge zur Vegetationsgeschichte Tirols I: Inntal – Ötztal – Wiss. Alpenver.-H., *26* – Innsbruck.
Bourcart, J. (1938): La Marge Continentale – B. SG France, (5) *8*.
Braga, G. P., et al. (1970k): Fo. 22 Feltre – CG Italia 1:100000 – SG Italia.
Brogiolo, G. P. (1980): Il villaggio di età romana di Castel Antico a Idro. Nota preliminare di scavo (1980) – In: Biato, G., ed.
Broglio, A. (1971): Epipaläolithische Fundkomplexe im Etschtal – Schlern, *45*/5–6 – Bozen.
– (1972): Cronologia delle culture del Paleolitico superiore, dell'Epipaleolitico e del Neolitico della Valle Padana – B. Centro Camuno Studi Preistor., *8*.
– (1973a): Die ältesten Spuren menschlicher Besiedlung des Etschtales – Schlern, *47*/2 – Bozen.
– (1973b): La preistoria della Valle Padana dalla fine del Paleolitico agli inizi del Neolitico: cronologia, aspetti culturali e trasformazioni economiche – Riv. Sci. Preistor., *28*.
Broglio, A./Lunz, R. (1978): Eine epipaläolithische Niederlassung auf Jochgrimm in den Dolomiten – Schlern, *52*/9 – Bozen.
–, Coral, P., & Lunz, R. (1978): Plan de Frea, Selva di Valgardena (Bolzano) – Preistor. Alp., *14* – Trento.
Brückner, E. (1909): In: Penck, A., & Brückner, E.
Brunner, L. (1982): Die rätische Sprache entziffert – Bündner Monatsbl. *(1982)* 7–8 – Chur.
Cadrobbi, M. (1943): Di alcune interessanti formazioni quaternarie della regione a Nord e a Sud della Valle di Ledro (Trentino sud occidentale) – Mem. Acc. sci. lett. Padova, N S, *59*.
– et al. (1948k): Fo. 35 Riva – CG Tre Venezie 1:100000 – Uff. idrogr. Mag. Acque – Venezia.
Carraro, F., et al. (1969k): Fo. 48 Peschiera del Garda – CG Italia 1:100000 – SG Italia.
Casati, P., & Gnaccolini, M. (1967): Geologia delle Alpi Orobie occidentali – Riv. Ital., *73*/1.
Castiglioni, B. (1939): Il Gruppo delle Pale di San Martino e le Valli limitrofe (Alpi Dolomitiche) – Mem. I. G U. Padova.
– (1940k): L'Italia nell'età Quaternaria – Carta delle Alpi nel glaciale – In: Atlante fisico economico d'Italia – Milano.
– et al. (1941k): Fo. 23 Belluno – CG Tre Venezie 1:100000 – Uff. idrogr. Mag. Acque – Venezia.
Castiglioni, G. B. (1961): I depositi morenici del Gruppe Adamello-Presanella con particolare riguardo agli stadi glaciali postwürmiani – Mem. I. G Min. U. Padova, *23*.
– (1964a): Osservazioni sui depositi quaternari di Sciaves (Bressanone, Alto Adige) e su alcuni fenomeni di deformazione in strati argillosi – Studi Trentini SN, *41*.
– (1964b): Osservazioni morphologiche nella conca di Bressanone – CNR, Centro Stud. Ggr. Fis. Padova, Mem. Acc. Padav. Sci. Lett. Arti, *76*.
– (1964c): Sul morenico stadiale nelle Dolomiti – Mem. I. G Min. U. Padova, *24*.
– (1967k): Carta delle morene stadiali della Regione Dolomitica – In: Leonardi, P., et al.
– (1968): Pleistocene Deposits and Geomorphology of the Bressanone Basin of the Eastern Alps – U. Colorado Stud. Earth Sci., *7*.

Castiglioni, G. B., ed. (1972k): Carta dell'alluvione del novembre 1966 nel Veneto e nel Trentino – Alto Adige – Effetti – morfologici e allagamenti – Consiglio naz. ricerche – I. geogr. U. Padova.
–, & Trevisan, L. (1973): La sella di Appiano – Caldaro presso Bolzano nel Quaternario – Mem. I. G Min. U. Padova, *29*.
Chilidonio, G. (1980): Nuovi ritrovamenti del Paleolitico inferiore – medio sul Monte Baldo – In: Territorio veronese dalle origini all'età romana – Verona.
Conrad, H. (1941): Beitrag zur Frage der urgeschichtlichen Besiedlung des Engadins – Hist.-antiq. Ges. Graubünden, *70* (1940).
– (1981): Schriften zur urgeschichtlichen und römischen Besiedlung des Engadins – In: Bardola-Conrad, B., ed. – Samedan.
Cons. naz. Ricerche (1976): Risultati delle ricerche fino al 1975 sul littorale alla foce dell'Adige – Padova.
D'Ambrosi, C. (1963): Segnalazione di due orizzonti a varve glaciali del Würm presso Bressanone (Alto Adige) – Tecn. Ital., *28*/6 – Trieste.
– (1964): Nuove osservazioni sul Quaternario della media Valle dell'Isarco tra Fortezza e Albes presso Bressanone – Atti Mus. Civ. SN, *24*/2.
Daldoss, G. (1979): L'orso bruno delle Alpi: nel Trentino gli ultimi – Natura e Montagna, *26*/1 – Bologna.
Dal Piaz, Gb. (1930): Ricerche geomorfologiche nell'Alto orientale – Studi Trentini SN, *11*/3.
– (1935): Le alluvioni interglaciali dell'alta valle della Rienza – B. Com. grac. ital., *15* – Torino.
– (1936): Su alcuni casi di scoscendimento ad uncino osservati in Valle Aurina ed in Val di Vizze (Alta Adige) – Studi Trentini SN, *17*/1.
– (1946): Avanzi morenici prewürmiani allo sbocco della valle del Brenta presso Bassano – Comm. pontif. Acad. Sci., (4a) *10*/15 – Roma.
– et al. (1946k): Fo. 37 Bassano del Grappa – CG Tre Venezie 1 : 100 000 – Uff. Idrogr. Mag. Acque – Venezia.
–, Venzo, S., et al. (1963k): Fo. 38 Conegliano – CG Tre Venezie – Uff. idr. Mag. Acque – Venezia.
– et al. (1968ak): Fo. 21 Trento – CG Italia 1 : 100 000 – SG Italia.
– (1968b): Fo. 36 Schio – CG Italia 1 : 100 000 – SG Italia.
– (1970k): Fo. 22 Feltre – CG Italia 1 : 100 000 – SG Italia.
Dal Ri, L. (1972): Spuren vorgeschichtlicher Erzgewinnung in den Sarntaler Alpen – Schlern, *46*/12 – Bozen.
– (1973): Tolerait (Malgré all'Adige) – Preistor. Alp., *9* – Trento.
– (1975): Urgeschichtliche Handmühlen aus Steinegg – Schlern, *49*/8–9 – Bozen.
– (1978): Aica di Fiè–Völser Aicha (Bolzano) – Preistor. Alp., *14* – Trento.
Dalla Fior, G. (1932, 1933, 1935, 1940): Analisi polliniche di torbe e depositi lacustri della Venezia Tridentina – Mem. Mus. Stor. nat. Venezia Trident., *1*/3–4, *1*/5, *3*/1, *5*/1.
– (1969): Analisi polliniche di torbe e depositi lacustri della Venezia Tridentina – Studi Trentini SN, (B), *46*/1.
Desio, A., et al. (1967): I ghiacciai del Gruppo Ortles – Cevedale (Alpi centrali) – Com. glac. ital.
Dössegger, R. (1970): Zur Geologie der Gruppe des Piz Turettas im Münstertal (Graubünden) – DA ETH Zürich – Dep. G I. ETH.
Dondio, W. (1978): Römerstraßenforschung in Südtirol auf neuen Bahnen – Schlern, *52*/6 – Bozen.
Ebers, E. (1972): Das Quartär des Überetsch – Schlern, *46*/3 – Bozen.
Egger, A. (1925): Die Besiedlung von Brixen und Umgebung in vorgeschichtlicher Zeit – Schlern, *6*/9 – Bozen.
– (1929): Die römische Zollstation Sublavio bei Kollmann – Schlern, *10*/9 – Bozen.
– (1934): Illyrisch-norisch-römische Burgsiedlungen im Pustertale – Schlern, *15*/6 – Bozen.
– (1936): Sebatum – Schlern, *17*/5–6 – Bozen.
– (1943): Prähistorische und römische Siedlungen im Rienz- und Eisacktal – Brixen.
– (1951): Die Natzerplatte, eine natürliche Großfestung der Urzeit – Schlern, *25*/2 – Bozen.
–, & Menghin, Osw. (1914): Die prähistorische Ansiedlung von Stufels (Brixen a. E.) in Südtirol – Wiener Prähist. Z., *1*.
Evers, D., & Pauli, L. (1981): Felsbilder in den Alpen – Regensburg.
Ferrari, M., Scrinzi, G., & Tomasi, G. (1973): Das Ledrotal und seine Pfahlbauten – Trento.
Finckh, P. (1976): Wärmeflußmessungen in Randalpenseen – Diss. ETH Zürich.
– (1978): Are southern Alpine lakes former Messinian canyons? Geophysical evidence for preglacial erosion in the southern Alpine lakes – Marine GA, *27*/3–4.
Fischer, K. (1966): Die Murkegel des Vinschgaues – Schlern, *40*/1 – Bozen.
– (1970): Die Schafweidewirtschaft der Schnalstaler Höfe – Schlern, *44*/5 – Bozen.
– (1978): Das Ahrntal – Ein geographischer Überblick – Schlern, *52*/7–8 – Bozen.
Frei, B. (1971): Die späte Bronzezeit im alpinen Raum – UFAS, *3*.

Fliri, F. (1973): Der zentralalpine Bänderton von Schabs (Südtirol) – ZGG, *9* (1–2).
– (1978): Die Stellung des Bändertonvorkommens von Schabs (Südtirol) in der alpinen Würm-Chronologie – ZGG, *14*/1 (1978).
Franz, L. (1952): Ein Weihefund von Moritzing – Schlern, *26*/2 – Bozen.
– (1955): Zum Figurenmenhir von St. Verena – Schlern, *29*/10 – Bozen.
Fränzle, O. (1961): Stratigraphy and paleoclimate of the Pleistocene in Northern Italy with special reference to the Garda Region – Erdkde., *15*/1.
Frenzel, B. (1976, 1978): Führer zur Exkursionstagung des IGCP-Projektes 73/I/24 «Quaternary Glaciations in the Northern Hemisphere» 5.–13. 9. 1976 in den Südvogesen, im nördlichen Alpenvorland und in Tirol – Stuttgart-Hohenheim, Bad Godesberg.
Fuchs, F. (1969): Eine erste ^{14}C-Datierung für das Paudorf-Interstadial am Alpensüdrand – E+G, *20*.
Gamper, G. (1981): Ein neuentdeckter Schalenstein aus Ulten – Schlern, *55*/3 – Bozen.
Gareis, J. (1981): Reste des Eisstromnetzes in inneralpinen Becken – E+G, *31*.
Gatto, G. (1980): L'apparato morenico stadiale del Latemar ed i suoi laghi d'origine glaciale – Studi Trent. SN, *57*.
Giermann, G. (1961): Erläuterungen zur bathymetrischen Karte der Straße von Gibraltar – B. I. Océanogr., *58*/1218 A+B.
(1962a): Erläuterungen zur bathymetrischen Karte des westlichen Mittelmeeres (zwischen 6°40' w. L. u. 1° ö L.) – B. I. Océanogr., *59*/1254 A+B.
– (1962b): Meeresterrassen am Nordufer der Straße von Gibraltar – Ber. NG Freiburg i. Br., *52*.
Grootes, P. M. (1977): Thermal diffusion isotopic enrichment and radiocarbon dating beyond 50000 years B. P. – Rijksu. Groningen.
Grüger, J. (1968): Untersuchungen zur spätglazialen und frühpostglazialen Vegetationsentwicklung der Südalpen im Umkreis des Gardasees – Bot. Jb., *88*/2.
Habbe, K. A. (1969): Die würmzeitliche Vergletscherung des Garda-Gebietes – Freiburger Ggr. Arb., *3*.
Hagn, H. (1956): Geologische und paläontologische Untersuchungen im Tertiär des Monte Brione und seiner Umgebung (Gardasee, Ober-Italien) – Palaeontogr., *107* A – Stuttgart.
Hahnloser, H.-R., & Schmid, A. A., ed. (1975): Kunstführer durch die Schweiz – Wabern.
Haller, F. (1978): Die Welt der Felsbilder in Südtirol – Bozen.
Hanns, Ch. (1967): Die morphologischen Grundzüge des Ahrntales – Tübinger Ggr. Stud., *23* – Tübingen.
Hanns, Ch., Bottema, S., Grootes, P. M., Koster, Y. M., & Münnich, M. (1976): Nouveaux résultats sur la stratigraphie et l'âge de la banquette de Barraux (Haut-Grésivaudan, Isère) – Rev. Ggr. Alp., *64* – Grenoble.
Hartner-Seberich, R. (1956): Die Römerstraße in der Berner Klause – Schlern, *30*/1–2 – Bozen.
Heissel, W., & Ladurner, J. (1936): Geologie des Gebietes von Villnöß – Gröden – Schlern – Rosengarten – Jb. GBA *(1936)*, *86*.
Hell, M. (1950): Verkehrsbeziehungen zwischen Salzburg und Tirol zur Bronze- und Hallstattzeit – Schlern, *24*/3 – Bozen.
Hoeniger, K. Th. (1956): Castellum Bauzanum – die Moosburg am Eisack – Schlern, *30*/1–2 – Bozen.
– (1968a): Altbozner Bilderbuch – Bozen – 3. Aufl.
– (1968b): Geschichte von Dorf Tirol – In: Führer durch Dorf Tirol – Meran.
Hohenegger, H. (1969): Langtaufers – Ein abgeschiedenes Hochtal im Spiegel seiner Geschichte – Schlern, *43*/6 – Bozen.
Hucke, A. (1971): Eine Beobachtung am Burgfelsen unterhalb Greifenstein – Schlern, *45*/9–10 – Bozen.
Huter, F. (1935): Die Herren von Schnals – Schlern-Schr., *9* – Innsbruck.
– (1965): In: Sparber, A., ed.: Sterzinger Heimatbuch – Schlern-Schr., *232* – Innsbruck.
– (1966): Handbuch der historischen Stätten Österreichs, *2:* Alpenländer mit Südtirol – Kröners Taschenausg. – Stuttgart.
Innerebner, G. (1953): Die Urzeitsiedlungen von St. Peter oberhalb Eyrs – Schlern, *27*/5–6 – Bozen.
– (1956a): Pons Drusi – Schlern, *30*/1–2 – Bozen.
– (1956b): Südtiroler Wallburgenstatistik – Einleitung und Übersicht – Schlern, *30*/11–12 – Bozen.
– (1957a): Meranerbecken und Passeiertal – Schlern, *31*/6 – Bozen.
– (1957b): Mittleres Etschtal und Ulten – Schlern, *31*/11–12 – Bozen.
– (1958a): Überetsch – Schlern, *32*/6–7 – Bozen.
– (1958b): Bozner Becken und Sarntal – Schlern, *32*/8–9 – Bozen.
– (1959): Unteres Eisacktal mit Gröden und Villnöß – Schlern, *33*/9–10 – Bozen.
– (1960a): Brixenerbecken und Lüsen – Schlern, *34*/7–8 – Bozen.
– (1960b): Mittleres Eisacktal und Sterzingerbecken – Schlern, *34*/9–10 – Bozen.

Innerebner, G. (1961a): Pustertal und Enneberg – Schlern, *35*/5–6 – Bozen.
– (1961b): Unterland – Schlern, *35*/11–12 – Bozen.
– (1962a, b): Zusammenfassung und Auswertung I, II – Schlern, *36*/1–2, 3–4 – Bozen.
– (1965): In: Sparbel, A., ed.: Sterzinger Heimatbuch – Schlern-Schr., *232* – Innsbruck.
–, & Lunz, R. (1975–77): Die Wallburgen Südtirols – 1–3 – Bozen.
Inhelder, H. W. (1952): Zur Geologie der südöstlichen Unterengadiner Dolomiten zwischen S-charl, Ofenpaßhöhe, Sta. Maria und Müstair (Graubünden) – Diss. U. Zürich.
Innerhofer, J. (1980): Taufern, Ahrn, Prettau – Die Geschichte eines Tales – Südtir. Kulturinst., *8* – Bozen.
Keller, P. (1931): Die postglaziale Entwicklungsgeschichte der Wälder von Norditalien – Veröff. Rübel, *9*.
Kellner, H.-J. (1976): Die Römer in Bayern – München – 3. Aufl.
Klebelsberg, R. v. (1912): Südtiroler geomorphologische Studien: Das mittlere Eisacktal, 1 – Z. Ferdinandeum (3) *56* – Innsbruck.
– (1922): Südtiroler geomorphologische Studien: Die Höhen zwischen Eisack und Sarntal (Villanders Alpe und Ritten) – Veröff. Mus. Ferdinandeum, *11* – Innsbruck.
– (1923): Aus der Geologie Südtirols – Die eiszeitliche Vergletscherung – Schlern, *4*/5 – Bozen.
– (1926): Über die Verbreitung interglazialer Schotter in Südtirol – Z. Glkde., *14*.
– (1927a): Vinschgauer Wanderungen – Auf den Spuren des Langtaufener Gletschers – Schlern, *8*/5. – Bozen.
– (1927b): Beiträge zur Geologie der Südtiroler Dolomiten – Z. dt. GG, *79*.
– (1929a): Alte Gletscherstände im Ahrntale (Zillertaler Alpen) – Hohe Tauern – Z. Glkde., *17*/1–3.
– (1929b): Alte Gletscherstände in den Dolomitentälern (Südtirol, Venetien) – Z. Glkde., *17*/1–3.
– (1931): Alte Gletscherstände in Rain in Taufers (Pustertal, Südtirol) – Z. Glkde., *19*/1–3.
– (1935): Geologie von Tirol – Berlin.
– (1942): Das Schlern-Stadium der Alpen – Z. Glkde., *28*/1–2.
– (1949): Handbuch der Gletscherkunde und Glazialgeologie, *2*: Historisch-regionaler Teil – Wien.
– (1951): Das «Schlern-Stadium» – Ein späteiszeitlicher Gletscherstand – Schlern, *45*/7–8 – Bozen.
– (1952): Südtiroler geomorphologische Studien: Das mittlere Eisacktal, 2: Die einfassenden Berge – Veröff. Mus. Ferdinandeum, *30* – Innsbruck.
– (1953): Südtiroler geomorphologische Studien: Das obere Eisacktal – Schlern-Schr., *151*; Forsch. dt. Landeskde., *94* – Innsbruck.
– (1956): Südtiroler geomorphologische Studien: Das Pustertal (Rienz-Anteil) – Schlern-Schr., *151* – Innsbr.
Kral, F. (1972): Grundlagen zur Entstehung der Waldgesellschaften im Ostalpenraum – Ber. dt. bot. Ges., *85*/1–4.
Kramer, H. (1975): Beiträge zu einer Chronik von Franzensfeste – Schlern, *31*/3–4 – Bozen.
Langes, G. (1978): Burggrafenamt und Meran – Das Herzstück Tirols – Bozen – 4. Aufl.
– (1977a): Ladinien – Kernland der Dolomiten – Bozen – 3. Aufl.
– (1977b): Überetsch und Bozner Unterland – Bozen – 3. Aufl.
Laviosa-Zambotti, P. (1942): La stazione di Ledro nel Trentino e la sua importanza in rapporto alla preistoria atesina – Arch. Alto Adige, *37*.
Leonardi, P. (1943k): Carta geologica della Val Gardena e dei Gruppi Dolomitici circostanti, 1:50000 – I. ggr. mil.
– (1961k): Carta geologica della Val di Fassa e dei Gruppi Dolomitici circostanti, 1:25000 – Ferrara.
Leonardi, P., et al. (1967): Le Dolomiti – Geologia dei monti tra Isarco e Piave – Trento.
– et al. (1968k): Fo. 21 Trento – CG Italia 1:100000 – SG Italia.
Lichtenthal, M. (1982): Europas Substrate beginnen zu sprechen – Bündn. Monatsbl. *(1982)* 11–12 – Chur.
Levy, F. (1915): Die eiszeitliche Vergletscherung der Südalpen zwischen Dora Riparia und Etsch – Z. Glkde., *9*.
Lipparini, T., et al. (1969k): Fo. 48 Peschiera del Garda – CG Italia 1:100000 – SG Italia.
Lun, A. (1937): Deutungsversuch des Namens Renón (Ritten) – Schlern, *18*/3–4 – Bozen.
Lunz, R. (1971a): Fund eines Steinbeils in Oberrasen – Erste Siedlungsspuren der jüngeren Steinzeit im Pustertal – Schlern, *45*/3 – Bozen.
– (1971b): Zur Vor- und Frühgeschichte des Marktes St. Lorenzen im Pustertal – Schlern, *45*/4 – Bozen.
– (1973): Ur- und Frühgeschichte Tirols – Bozen.
– (1974a): Die Ausgrabungen auf der Sonnenburg bei St. Lorenzen – Schlern, *48*/12 – Bozen.
– (1974b): Studien zur End-Bronzezeit und älteren Eisenzeit im Südalpenraum – Bozen.
– (1975): Die Lanzenspitze vom Sellajoch – weiterer Beleg für die Begehung unserer Hochalpentäler in urgeschichtlicher Zeit – Dolomiten 27./28. 9. 1975.
– (1976a): Urgeschichte des Raumes Algund-Gretsch-Tirol – Archäol.-Hist. Forsch. Tirol, *1* – Bozen.
– (1976b): Ein römischer Münzfund aus Völs am Schlern – Schlern, *50*/12 – Bozen.
– (1977a): Schlanders in urgeschichtlicher Zeit – Schlern, *51*/8 – Bozen.

Lunz, R. (1977b): Archäologische Funde aus Kurtatsch – Die ersten römerzeitlichen Rebholzfunde in Südtirol – Schlern, *51/6* – Bozen.
– (1977c): Urgeschichte des Oberpustertals – Archäol.-hist. Forsch. Tirol, *2* – Bozen.
– (1978a): Zur vor- und frühgeschichtlichen Besiedlung des Ahrntals – Schlern, *52/7–8* – Bozen.
– (1978b): Mesolithikum-Fund am Grödner Joch – Dolomiten, *55/184*, 9. 8. 1978 – Bozen.
– (1981a): Archäologie Südtirols, *1* – Von den Jägern des Mesolithikums (um 7000 v. Chr.) bis zum Ende des Weströmischen Reiches (476 n. Chr.) – Archäol.-hist. Forsch. Tirol, *7* – Calliano (Trento).
– (1981b): Venosten und Räter – Archäol.-hist. Forsch. Tirol, Beih. *2* – Calliano (Trento).
– (1982): Steinzeit-Funde von der Seiser Alm – Archäol.-hist. Forsch. Tirol, Beih. *3*.
Malfèr, V. (1969): Überschwemmungen im Bozner Unterland – Schlern, *43/7* – Bozen.
Mancini, F. (1960): Osservazioni sui loess e sui paleosuoli dell'Anfiteatro orientale del Garda e di quello di Rivoli (Verona) – Atti SISN, *99/3* – Milano.
– (1969): Notizie sui paleosuoli e sui loess dell'anfiteatro occidentale e frontale del Garda – Atti SISN, *109/2*.
Manz, H., ed. (1937): Brixener Heimatbuch – Brixen.
Marangoni, M. (1981): La cristianizzazione del Monte Baldo – In: Il Monte Baldo – Natura alp., *32* – Trento.
Maurer, F. (1965a): Die Südtiroler Erdpyramiden – Schlern, *39/5*.
– (1965b): Gletscherschwankungen in geschichtlicher Zeit – Schlern, *39/6* – Bozen.
– (1972): Zur Vor- und Frühgeschichte von Niederdorf im Pustertal – Schlern, *46/4*.
Mayer, H. (1974): Wälder des Ostalpenraumes – Stuttgart.
Mayr, K. M. (1927): Der römische Meilenstein von Casteldarne (Ehrenburg) – Schlern, *8/6* – Bozen.
– (1946): Vorgeschichtliche Siedlungsfunde auf der Hochfläche des Schlern – Schlern, *20/1* – Bozen.
– (1948): Der römische Meilenstein von Kiens im Pustertal – Schlern, *22/11–12* – Bozen.
– (1949): Der Grabstein des Regontius aus der Pfarrkirche in Bozen – Schlern, *23/7* – Bozen.
– (1953): Rätische Votivinschrift vom Tartscherbühel bei Mals – Schlern, *27/8* – Bozen.
– (1955): Der römische Meilenstein von Niederdorf im Pustertal – Schlern, *29/11–12* – Bozen.
– (1956): Das Langobardenkastell Maletum – Schlern, *30/3* – Bozen.
– (1957): Reitia-Inschrift von Piperbühel bei Klobenstein am Ritten – Schlern, *31/6* – Bozen.
– (1958): Die Birkenrute von Klobenstein am Ritten – Schlern, *32/3–4* – Bozen.
– (1959): Der Grabstein des Laseke vom Piperbühel bei Klobenstein am Ritten – Schlern, *33/11–12* – Bozen.
– (1961): Der Stein des Regontius und die Pons-Drusi-Frage – Schlern, *35/1–2* – Bozen.
– (1965): Zwei neue Meilensteine aus Aguntum – Schlern, *39/12* – Bozen.
Mayr, P. (1971): Römisches Münzdepot auf der Seiser Alm – Schlern, *45/3* – Bozen.
Mazzi, F. (1980): I comuni – In: Biato, G., ed.
Melluso, A. (1971, 1981): Klima, Kunst, Geschichte, Notizen vom Gardasee – 2. Aufl. – Brescia.
Menghin, Osm. (1971): Die Räter in Tirol – Schr.-Reihe Rät. Mus. Chur, *10*.
Menghin, Osw. (1912): Archäologie der jüngeren Steinzeit Tirols – Jb. Altertumskde. *(1912)*.
Merhart, G. v. (1926): La Tène-Funde aus Tirol – Wiener Prähist. Z., *13*.
Meurer, M. (1979): Der thermische Indikatorwert von Edelkastanie und Walnuß – Schlern, *53/10*.
Meyer, E. (1971): Die geschichtlichen Nachrichten über die Räter und ihre Wohnsitze – Schr.-Reihe Rät. Mus. Chur, *10*.
Möller, A. (1977): Steinzeit-Funde am Latemar – Südmark, *11*.
Mommsen, Th. (1873): Inscriptiones Urbis Brixiae et Agri Brixiani latinae – In: Berolini: Museo Bresciano illustrato, *2*.
Müller, I. (1960): Der rätische Vinschgau im Frühmittelalter – Schlern, *34/9–10* – Bozen.
– (1972): Zum neu aufgefundenen Victoridenstein – Bündner Monatsbl., *(1972)/11–12*.
Müller, W. H. (1970): Geologie des Munt da la Bescha unter besonderer Berücksichtigung der Sedimentologie des Hauptdolomits – DA ETH Zürich – Dep. G I ETH.
Mutschlechner, G. (1932): Geologie der St. Vigiler Dolomiten – Jb. GBA, *82* – Wien.
– (1933a): Geologie der Peitlerkofelgruppe (Südtiroler Dolomiten) – Jb. GBA, *83* – Wien.
– (1933b): Geologie des Gebietes zwischen St. Cassian und Buchenstein (Südtiroler Dolomiten) – Jb. GBA, *83*.
Nardin, M., et al. (1972k): Fo. 027 Bolzano – CG Italia 1 : 50000 – SG Italia.
Niederwanger, G. (1977a): Vorgeschichtliche Siedlungsspuren auf der ehemaligen «Preywies» und «Rorerboden» in Sarnthein – Schlern, *51/3* – Bozen.
– (1977b): Eine Fluchtsiedlung oder Wallburg auf der «Groassn Knott» beim «Schianafinger» im Sarntal – Schlern, *51/4–5* – Bozen.
Nolfi, P. (1958): Das Bündnerische Münstertal – La Val Müstair – Schweizer Heimatb., *88* – Bern.
Noll, P. B. (1959, 1979): Marienberg/Monte Maria – Schnell Kunstf., 8. Aufl. – München, Zürich.
Nothdurfter, H. (1977): Der Burgberg von Säben in vor- und frühgeschichtlicher Zeit – Schlern, *51/1–2*.

Nothdurfter, H. (1979): Die Eisenfunde von Sanzeno am Nonsberg – Röm.-germ. Forsch., *38* – Frankfurt a. M.
Oberhollenzer, V. (1968): Die Tauferer und die Tölderer – Reinmichl-Kalender – Bozen.
Oberrauch, L. (1965): Der Opferstein am Porzer Heidenbühel – Schlern, *39*/3 – Bozen.
– (1978): Ein Eiszeitdenkmal am Altweg von der Klaus bei Terlan – Schlern, *52*/3 – Bozen.
Oberrauch, L./Lunz R. (1978): Schriften zur Urgeschichte Südtirols – Arch.-hist. Forsch. Tirol, *3* – Bozen.
Paglia, E. (1864): Sulla morena laterale destra dell'antico ghiacciaio dell'Adige lungo la sporda occidentale del Lago di Garda – Atti SISN, *6*.
Pauli, L. (1980): Die Alpen in Frühzeit und Mittelalter – Die archäologische Entdeckung einer Kulturlandschaft – München.
Pellegrini, G. B., & Sebesta, C. (1965): Nuove iscrizioni preromane da Serso (Pérgine) – Stud. Trent. Sci. Stor. *44*.
Patzelt, G., & Bortenschlager, S. (1973): Postglaziale Gletscher- und Klimaschwankungen in der Venedigergruppe (Hohe Tauern, Ostalpen) – Z. Geomorph., NF, *16*.
Penck, A., & Brückner, E. (1909): Die Alpen im Eiszeitalter, *3* – Leipzig.
Perconig, E. (1956): Il Quaternario nella Pianura Padana – Actes INQUA IV, Rome, *2*.
Peretti, L. (1934): Morfologia glaciale e ghiacciai della Valle di Selva (Alta Adige) – B. Com. glac. ital., *14* – Torino.
– (1935): Morene stadiarie nelle Valli delle Alpi Noriche Occidentali – Studi Trentini SN, *16*.
Peretti, R. (1930): Osservazioni glaciologiche in Val di Vizze – B. Com. naz. Geodetico-Geofisico, *21* – Pisa.
Perini, R. (1969): La casa retia in epoca protoistorica – RC Soc. C. P., Trento, *5*.
– (1973): Un deposito tardo neolitico al Castelaz di Cagnò (Val di Non) – Preistor. Alp., *9* – Trento.
– (1976): Die Pfahlbauten im Torfmoor von Fiavé (Trentino/Oberitalien) – Mittbl. SGUF, *27*.
– (1978): 2000 anni di vita sui Montisei di Serso – Trento.
– (1980): Preistoria trentina – Trento.
Perna, G. (1971): Erdpyramiden im Trentino und in Südtirol – Übers. V.V. Welponer – Calliano (Trento).
Pichler, A. (1872): Beiträge zur Geognosie Tirols – N. Jb. Min. GP, *(1872)*.
Pittioni, R. (1940): Stand und Aufgaben der urgeschichtlichen Forschung in Oberetsch – Jb. Gesch. Kultur Kunst, *6*, Beih. *(1938)*.
Planta, A. (1980): Neues von der Via Claudia Augusta – Veröff. Tiroler Landesmus. Ferdinandeum, *60*.
Plawenn, A. v. (1950): Ob und unter Lang-Kreutz – Schlern, *24*/6–7 – Bozen.
Primas, M. (1982): Lago di Garda – Lago di Costanza, rapporti interregionali di età neolitica superiore ed eneolitica – Studi onore F. R. Vonwiller, *1–2* – Como.
Rageth, J. (1975): Der Lago di Ledro im Trentino – Ber. Röm.-Germ. Komm., *55*/1 (1974).
Rampold, J. (1977a): Vinschgau – Landschaft, Geschichte und Gegenwart am Oberlauf der Etsch – Bozen.
– (1977b): Eisacktal – Landschaft zwischen Firn und Reben – Bozen – 3. Aufl.
– (1977c): Pustertal – Landschaft, Geschichte und Gegenwart an Drau, Rienz und Ahrn – Bozen – 3. Aufl.
– (1979): Bozen–Salten–Sarntal–Ritten–Eggental – Bozen – 3. Aufl.
Rasmo, N. (1981): Karolingische Kunst in Südtirol – Bozen / Arte carolingia nell'Alto Adige – Bolzano.
Reithofer, O. (1928a): Geologie der Puezgruppe – Jb. GBA, *78* – Wien.
– (1928b): Geologie der Sellagruppe – Jb. GBA, *78*.
Risch, E. (1971): Die Räter als sprachliches Problem – Schr.-Reihe Rät. Mus. Chur, *10*.
Romen, A. (1950): Der letzte Bär im Sarntal – Schlern, *24*/4 – Bozen.
Rossi, A. (1881): Sulla chiusa di Quero e l'Epoca Glaciale del Piave e del Brenta – B. Soc. Veneto-Trentina Sci. nat. *(1881)* Padova.
Rottensteiner, F. (1969): Das Gericht zum Stein auf dem Ritten im Mittelalter – Diss. U. Innsbruck.
Sacco, F. (1899): Gli Anfiteatri morenici del Veneto – Studio geologico – Ann. R. Accad. Agric. Torino, *41*.
Sarnthein, R. von (1936): Moor- und Seeablagerungen aus den Tiroler Alpen in ihrer waldgeschichtlichen Bedeutung, 1. Teil: Brennergegend und Eisacktal – Beih. bot. Cbl., *55* B/3.
Sartori, F. (1975): Römerzeitliche Spuren zwischen Eggen- und Tierser Tal – Schlern, *49*/8–9 – Bozen.
Sauro, U. (1973): Il paesaggio degli Alpi Lessini, studio geomorfologico – Mus. civ. stor. nat. Verona., Mem. *6*.
Schimitschek, G. (1979): Schalensteine zwischen Kiens und Bruneck – Schlern, *53*/10 – Bozen.
Schmidt, R. (1975): Pollenanalytische Untersuchungen zur spätglazialen bis mittelpostglazialen Vegetationsgeschichte im Raume Bozen – Linzer Biol. Beitr., *7*/2.
– (1976): Zur Entstehungsgeschichte der heutigen Vegetationsverhältnisse des Bozner Raumes – Schlern, *50*/6.
Schmid, S. (1973): Geologie des Umbrailgebietes – Ecl., *66*/1.
Schwingshackl, A. (1968): Führer durch die Pragser Dolomiten – Brixen.
Schwingshackl, H. (1969): Zur Geologie von Taisten und seiner Umgebung – In: Baur, J.: Beiträge zur Heimatkunde von Taisten – Ein Südtiroler Heimatbuch – Innsbruck, München.

Secchieri, F. (1979): Ghiacciai del Gruppo Ortles – Cevedale – Ggr. phys. dinam. quaternaria, *2/2*.
Seiwald, A. (1980): Beiträge zur Vegetationsgeschichte Tirols IV; Natzer Plateau – Villanderer Alm – Ber. nat.-med. Ver. Innsbruck, *67*.
Simoni, P. (1980): Materiali per una carta archeologica della Valle Sabbia – In: Biato, G., ed.
Sparbel, A. (1918): Das Sarntal – Progr. k. k. Gymn. Brixen.
Spitz, A., & Dyhrenfurth, G. (1914): Monographie der Engadiner Dolomiten zwischen Schuls, Scanfs und dem Stilfserjoch – Beitr., NF, *44*.
– (1915k): Geologische Karte der Engadiner Dolomiten zwischen Schuls, Scanfs und dem Stilfserjoch – G Spk, *72* – SGK.
Stacul, P. (1961): Das Interglazial von Völs – Schlern, *35/3–4* – Bozen.
– (1980): Eine alte Gehängebrekzie oberhalb St. Nikolaus bei Kaltern – Schlern, *54/6* – Bozen.
Staffler, R. (1956): Zur Geschichte der Karthause im Schnalstal – Schlern, *30/9–10* – Bozen.
Staindl, A. (1957): Südtirols Bergbau in Vergangenheit und Gegenwart – Schlern, *31/1* – Bozen.
Stolz, O. (1936): Geschichtskunde der Gewässer Tirols – Schlern-Schr., *32* – Innsbruck.
Taramelli, T. (1882): Geologia delle Provincie Venete – Mem. R. Accad. Lincei (3) *13* – Roma.
Tellini, A. (1891): L'anfiteatro morenico di Vittorio – B SG Italiana, *12*.
Theil, U. &. E. (1963): St. Peter ob Gratsch bei Tirol – Kl. Laurin-Kunstf., *7* – Meran.
Tomasi, G. (1973): Die Pfahlbauten von Ledro – In: Ferrari, M., Scrinzi, G., & Tomasi, G. (1973).
Tosi, G. (1975): Problemi tecnico-stilistici e cronologia della villa romana di Sirmione – In: Venetia, Studi miscellanei di archeologia delle Venezie, *3* – Padova.
Trapp, O. (1954): Die Stadtbefestigung von Glurns – Schlern, *28/6* – Bozen.
Trevisan, L. (1936): Le formazioni glaciali del Gruppo di Brenta (Trentino occidentale) – B. Com. glac. ital., *16*.
– (1939a): Il Gruppo di Brenta (Trentino occidentale) – Mem. I. G U. Padova, *13*.
– (1939b): Il glacialismo quaternario nell'Altipiano dei Sette Comuni (Vicenza) – B. Com. Glac. ital., *19*.
Vardabasso, S. (1930k): Carta geologica del territorio eruttivo di Predazzo e Monzoni nelle Dolomiti di Fiemme e Fassa, 1:25000 – Uff. idrogr. R. Maz. Acqua – Venezia.
– et al. (1930k): Monte Marmolada – CG Tre Venezie, 1:100000 – Uff. Idr. R. Mag. Acque – Venezia.
Venzo, G. A. (1979): Glaziale Übertiefung und postglaziale Talverschüttung im Raum von Trient (Italien) – E+G, *29*.
–, Marchesoni, V., & Paganelli, A. (1958): Ricerche geosedimentologiche e paleobotaniche su depositi fluviali e lacustri della bassa valle del Sarca presso Linfano di Torbole (Trento) – Studi Trent. SN, *35* – Trento.
Venzo, S. (1934): Il Neogene del Trentino, del Veronese occidentale e del Bresciano – Mem. Mus. Stor. Nat. Ven. Trident., *2* – Venezia.
– (1957, 1961): Rilevamento geologico dell'anfiteatro morenico del Garda, *1* e *2* – Mem. SISN, *12/2*, *13/2*.
– (1965): Rilevamento geologico dell'anfiteatro morenico frontale del Garda e del Chiese all'Adige – Mem. SISN, *14/1*.
– (1968a): Glacial and Fluvioglacial Deposits in the Terminal Moraine Basin South of the Alps in Northern Italy – U. Colorado Stud. Earth Sci., *7*.
– (1968b): The Frontal End Moraines of the Lake Garda Basin and the Origin of the Terraces of the Po Valley, Northern Italy – U. Colorado Stud. Earth Sci., *7*.
– (1969k): Fo. 48 Peschiera del Garda, Quaternario – CG Italia 1:100000 – SG Italia.
Vonficht, F. (1979): Die früheren Namen von Etsch, Eisack und Isar – Schlern, *53/2* – Bozen.
Weber, B. (1858): Das Land Tirol – Innsbruck.
Weingartner, J. (1973): Landschaft und Kunst in Südtirol – Bozen.
Welponer, V. (1953): Hirschskelettfunde in Überetsch – Schlern, *33/11–12* – Bozen.
Wiebols, J. (1938): Geologie der Brentagruppe – Jb. GBA, *88/3–4*.
–, & van Houten, L. (1939k): Geologische Karte der Brentagruppe 1:25000 – In: Wiebols, J. (1938).
Widmoser, E. (1970): Tirol von A bis Z – Innsbruck.
Wolff, K. F. (1934): Grödner Heimatwege – Dolomiten, *11* – 30. 6. 1934 – Bozen.
– (1937): Die Wallfahrt der Ladiner – Volksbote, *19/24*, 17. 6. 1937 (Stadtausg.) – Bozen.
– (1956): Alt-Siedlungen in den Dolomiten – Schlern, *30/5* – Bozen.
Wolfsgruber, K. (1980): Das Benediktinerinnenstift Sonnenburg – Schlern, *54/8* – Bozen.
Wyss, A. (1972): Zum Fund eines Grabsteins aus dem 8. Jahrhundert in Chur – Bündn. Monatsbl., *(1972)*/11–12.
Zaina, I. (1958): Sul Quaternario della Valle Sabbia – Comm. Ateneo Brescia, *(1958)*.
Zoller, H., & Kleiber, H. (1971): Überblick der spät- und postglazialen Vegetationsgeschichte in der Schweiz – Boissiera, *19* – Basel.
Zorzi, F. (1950): Tracce preistoriche sulle Prealpi bresciane – Comm. Ateneo Brescia *(1950)*.
Zunino, F. (1975): L'orso bruno in Italia – Natura e Montagna, *22/4* – Bologna.

Das Gebiet zwischen Gardasee und Comer See

Das jüngere Pliozän am S-Rand der Bergamasker Alpen und ihr pleistozänes Emporheben

NW von Bergamo liegen in einer Senke altpleistozäne Schotter mit artesisch gespanntem Wasser bis in eine Tiefe von 120 m (R. Zambelli, mdl. Mitt.).
Am Tornago-Bach bei Almenno, bei Nese und bei Albino, NW bzw. NE von Bergamo, sind darunter noch einige Meter jungpliozäne Mergel und Silte aufgeschlossen. Aus ihnen konnte bei *Almenno* eine reiche marine Fauna geborgen werden mit: *Arca barbata, A. diluviana, Cardium aculeatum, C. edule, Cardita pectinata, Cenopus pes-pelicani, Chama placentina, Corbula gibba, Dentalium entalis, D. sex-angulum, Nassa prismatica, N. semistriata, Natica helicina, Ostrea plicatula, Pecten varius, Tellina donacina, Thericium vulgatum, Turritella subangulata, T. tricarinata, Venus islandicoides, V. multilamella.*
Bei einer späteren Emporhebung der Orobischen Kette sind diese Mergel bis über 5° schief gestellt worden. Darüber liegen in Rinnen stark zementierte Schotter, Ceppo des Villafranchiano, mit großen, vorwiegend Kalk- und Dolomit- sowie zahlreichen Verrucano-Geschieben, deren größte über 60 cm Länge erreichen. Diese dokumentieren eine mächtige glazifluviale Schüttung, bei welcher Verrucano-Geschiebe durch Eis schon bis nahe an den Talausgang verfrachtet worden sind. Da kristalline Geschiebe stark zurücktreten, während sie in den jüngeren Schotterabfolgen häufiger werden, nimmt R. Zambelli (mdl. Mitt.) an, daß sich die Orobische Kette im Laufe des Altpleistozäns noch emporgehoben hätte, so daß die kristalline Gipfelregion mehr und mehr bloßgelegt worden wäre. Dies würde sich in einer Verstellung des zur Orobischen Kette ansteigenden jüngeren Reliefs abzeichnen, das sich in den Talschlüssen einstellt. Im östlichen Bereich, im Gebiet der Presolana, sind im Altpleistozän bedeutende Gesteinsverbände abgeglitten (M. Chardon, 1975). In den Bergamasker Alpen haben sich seit dem jüngsten Oligozän zahlreiche Höhlen ausgebildet (A. Paganoni & Zambelli, 1981).

Die Ablagerungen des Villafranchiano zwischen Gardasee und Adda

Die von S. Venzo (1950, 1955) im Profil von Paderno d'Adda paläozoologisch belegte altquartäre Schüttung des Villafranchiano konnte dank zahlreicher Bohrungen (E. Perconig, 1956) bis in die Po-Ebene hinaus verfolgt werden. Ebenso bietet die von F. Lona & Venzo (1950, 1955) und von Lona & M. Follieri (1957, 1958) paläobotanisch untersuchte Abfolge von Leffe E der Val Seriana eine Stütze in der altersmäßigen Zuordnung. Zementierte Schotter, Ceppo, die vom Varesotto (G. Nangeroni, 1954) über Clusone–Sárnico (M. Chardon, 1969) bis zum Gardasee auftreten (Venzo, 1957, 1961, 1965), erreichen in den Alpentälern und in der Tiefe der padanischen Ebene bedeutende Mächtigkeiten. Sie werden durch marine und daher wohl warmzeitliche Sedimente zweigeteilt. Doch sind die Schotter selbst kühl- bis kaltzeitlich und als Schmelzwasser-Ablagerungen zu deuten. Chardon (1975, 1977) stellt hiezu allerdings auch grobe, verkittete Brekzien der Talflanken; doch fehlen hiezu Altersbelege. Die Knochenbrekzie von Zandobbio (S. 308) und die Brekzien mit Pflanzenresten in der Val Cavallina und von Olda in der V. Enna sind präwürmzeitlich, wohl riß/würm-interglazial.

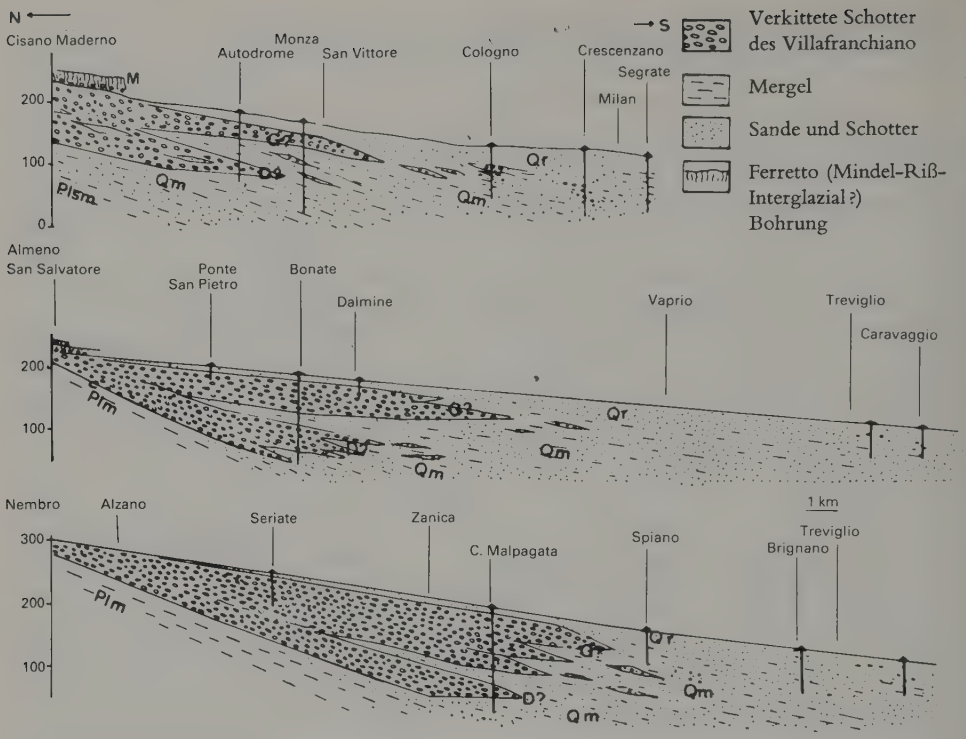


Fig. 154 Profile durch den lombardischen Alpenrand im Querschnitt von Milano, im Bereich des Brembo und des Serio. Aus: M. CHARDON, 1977.

Plm, Plsm = (oberes) marines Pliozän, D = Donau-, G = Günz-zeitliche Ablagerungen, Qm = marines Alt-Quartär, Qr = kontinentales Jung-Quartär, M = Mindelzeitliche Ablagerungen.

Immerhin dürften die verkitteten Schotter, die auf marinen pliozänen Tonen liegen und von glazialen und fluvioglazialen, tiefgründig zu rotem Ferretto verwitterten Ablagerungen gekrönt werden, ins Villafranchiano zu stellen sein. Dagegen können die verkitteten Brekzien der Talflanken auch jünger sein und allenfalls vom Würm-Eis überfahrene würmzeitliche Stauschuttmassen aus Vorstoßphasen darstellen. Leider vermögen weder petrographische Zusammensetzung, noch Rundung, noch Zementierung, noch Verwitterungsgrad sichere Angaben über das Alter zu geben. Auch enthalten diese Brekzien keine Paläoböden.

Die präwürmzeitlichen Floren in den Bergamasker Alpen: Leffe und Piánico-Séllere

Die NE von Bergamo in der Val Gandino gelegene, über 80 m mächtige Seeton-Schieferkohle-Schotter-Abfolge spiegelt alt- und mittelpleistozäne Geschichte der S-Alpen wider.

Aufgrund palynologischer Untersuchungen pleistozäner See- und Moorablagerungen bei *Leffe* in der Val Gandino, die bereits im letzten Jahrhundert bekannt geworden sind (A. STOPPANI, 1880; VARISCO, 1881; T. TARAMELLI, 1898), haben F. LONA (1950), W. H.

Zagwijn (1957a, b), Lona & M. Follieri (1958) versucht, die alt- bis mittelpleistozäne Waldgeschichte am Südalpen-Rand zu rekonstruieren. Als stratigraphische Ausgangslage für die Einstufung der quartären Ablagerungen betrachten Lona & Follieri den tiefroten Paläoboden, den Ferretto, auf der Hochterrasse, der sich nach S. Venzo (1950, 1955, 1957) erst nach der Mindel-Eiszeit bilden konnte.

Oberpliozäne lakustre Tone mit *Anancus arvernensis* und eines Cerviden, die gegen oben mit Kalkkonglomeraten wechsellagern, leiten, aufgrund der auftretenden Diatomeen, einen ersten kühleren Abschnitt ein, der zuoberst – wie aus der Pollenflora hervorgeht – von einem milderen Klima abgelöst wird. Die folgende, bis 3 m mächtige Schieferkohle mit 55% *Pinus* und 35% *Picea* geht gegen oben in einen fast reinen Nadelwald über und bekundet damit ein kühles Klima. Sie wird von Mergeln überlagert, die eine wärmeliebendere Flora mit *Abies*, *Quercus* und *Carya* einschließen. Zugleich tritt *Archidiskodon meridionalis* auf. Mit *Dicerorhinus etruscus* und *Leptobos* cf. *etruscus* findet es sich noch in der nächsten Kohlebank (H.-G. Stehlin, 1930), deren Flora mit Nadel- und Laubbäumen zunächst ein kühl-gemäßigtes, später ein warm-gemäßigtes Klima anzeigt. Darüber folgen mächtige, gelbe, geschichtete Mergel. Die untersten 2 m bekunden einen kaltzeitlichen Abschnitt mit 50% *Pinus* und 20% *Picea*, der von einem wärmeren und feuchten, mit Nadel- und Laubhölzern mit Walnußgewächsen – *Carya*, *Pterocarya* und *Juglans* – abgelöst wird. Dann treten die wärmeliebenden Bäume zurück; die Tertiärelemente – *Cedrus*, *Castanea*, *Zelkova*, *Pterocarya* und *Juglans* – verschwinden; *Pinus*, *Picea*, *Salix* und *Betula* bestimmen das Waldbild, was einer Depression der Wald- und damit der Schneegrenze von mindestens 1000 m gleichkommt. Das Eis hatte die Gegend von Leffe noch nicht erreicht. Diese tiefere, relativ alte Schichtfolge ist von Lona zwischen Donau- und Günz-Kaltzeit gestellt worden.

Später haben Lona & Follieri (1958) auch aus der höheren, der günz/mindelzeitlichen Abfolge von Leffe paläobotanische, paläoklimatische und chronologische Daten gewonnen. Die Abfolge aus Mergeln, dunklen Tonen und Sanden bekundet eine nächste Warmzeit. Das Waldbild hat plötzlich quartär-mitteleuropäischen Charakter angenommen; an Laubbäumen sind *Quercus*, *Ulmus*, *Carpinus* und *Corylus* vertreten. In den tiefsten Teilen hat Venzo (1955) einen Molaren eines von *Archidiskodon meridionalis* zu *Palaeoloxodon antiquus* hin entwickelten Waldelefanten gefunden. Dieser *Archidiskodon meridionalis evolutus* ist nach V. Vialli (1956) dem Cromer-Komplex W-Europas zuzuordnen. Im oberen Profilabschnitt von Leffe zeichnen sich fünf, durch mehr oder weniger warme und reichlich pollenführende Abfolgen getrennte Kühlphasen ab. Dabei möchten Lona & Follieri die erste dem ersten Stadium der Günz-Eiszeit, also noch der älteren Abfolge, zuweisen. Das zweite und dritte Minimum würden den beiden größten Ausdehnungen der Günz-Eiszeit entsprechen. Dann folgt der bedeutende Abschnitt, der wohl dem Günz/Mindel-Interglazial entspricht. Dieses endet mit einer kühleren Schlußphase, welche bereits die Frühphase der Mindel-Eiszeit dokumentiert. Ein weiteres Interstadial leitet mit Konglomeraten in die eigentliche Mindel-Kaltzeit mit einer markanten Schlußphase über. Die Deckschicht ist tiefgründig verwittert.

In der Waldentwicklung der älteren Schichtfolge treten besonders im untersten Abschnitt noch eine große Zahl arktotertiärer Elemente, vorab Vertreter des Caryetum mit *Carya* – Hickory, *Pterocarya* – Flügelnuß, *Engelhardtia* und *Juglans* auf. Von *Carya*, *Juglans* – *J. bergomensis* – und von *Vitis* sind auch Großreste bekannt geworden. Daneben sind *Zelkova* – Wasserulme, *Castanea*, altertümliche Formen von *Corylus* und *Betula*, einige Pollen von *Nyssa* – Tupelobaum, *Liquidambar* – Amberbaum – und *Engelhardtia*

sowie mehrere Tertiärrelikte von Nadelhölzern belegt: *Tsuga* – Hemlocktanne, *Cedrus*, *Cathaya*, *Keteleeria*, *Pseudotsuga* sowie *Abies*, *Larix*, altertümliche *Pinus* und *Picea*-Arten, *Juniperus* und weitere Cupressaceen.
Dann ändert sich das Pollenbild zusehends. Nach der Günz-Eiszeit sind die arktotertiären Elemente stark zurückgegangen. Wohl zeichnet sich auch der jüngere Abschnitt durch ein Caryetum mit *Carya* und *Pterocarya* sowie durch *Tsuga* aus (Zagwijn, 1957; Lona & Follieri, 1958). Noch immer sind die Tertiär-Elemente durch einige %-Werte vertreten. An ihre Stelle treten jedoch mehr und mehr quartäre Formen, vorab *Quercus* und *Carpinus*. Diese jüngere Wärmezeit, die dem Günz/Mindel-Interglazial und in W-Europa dem Cromer-Komplex gleichgesetzt wird, zeichnet sich durch ein Quercetum mit *Carpinus* aus, das neben *Acer*, *Castanea* und *Ilex* noch immer unbedeutende Anteile von *Carya*, *Juglans Pterocarya*, *Zelkova* sowie *Tsuga*, *Cedrus* und *Cathaya* enthält. Im höheren Abschnitt steigen die Arten des Caryetums bis 23% an. Noch in den mindelzeitlichen Interstadialen ist *Tsuga* häufig. Auch *Carya* und besonders *Pterocarya* erscheinen bis in die erste interstadiale Schwankung.
Neulich soll auch ein *Polyporus*-Pilz von über 18 cm Durchmesser gefunden worden sein (C. Barbero, 1980). An Süßwasser-Diatomeen werden genannt: *Odontidium hiemale*, *Melosira hiemalis* und *Himontidium biceps*, sowie Lamellibranchier und Gastropoden.
Damit läßt sich im Alt- und Mittelpleistozän von Leffe auch auf der Alpen-S-Seite ein mehrfacher Wechsel von Kalt- und Warmzeiten erkennen, wie er aus den Niederlanden, aus SE-England, aus Schleswig-Holstein und aus Polen bekannt geworden ist.

Aus interglazialen Seeablagerungen, den Blättermergeln von *Piánico-Séllere* (Fig. 155) W von Lóvere, hatten bereits F. Sordelli (1879), E. Fischer in A. Baltzer (1896), A. Amsler (1900), A. Penck & E. Brückner (1909) zahlreiche Arten bestimmt. L. Maffei (1924) und W. Rytz (1925) haben diese überprüft und durch Neuaufsammlungen ergänzt.
Darnach umfaßt die Flora von Piánico-Séllere folgende Arten:
Neckera pumila sowie drei weitere Laubmoose, *Abies alba* – Tanne, *Picea abies* – Fichte, *Pinus peuce*, *Taxus baccata* – Eibe, *Populus nigra* – Schwarzpappel, *P. alba* – Silber-Pappel, *Corylus avellana* – Hasel, *Carpinus betulus* – Hainbuche, *Alnus incana* – Grau-Erle, *Castanea sativa* – Edel-Kastanie, *Quercus petraea* – Trauben-Eiche, *Ulmus campestris* – Feld-Ulme, *Viscum* – Mistel, *Helleborus niger* – Christrose, *Pyracantha coccinea* – Feuerdorn, *Sorbus aria* – Mehlbeerbaum, *Laburnum alpinum* – Goldregen, *Buxus sempervirens* – Buchs, *Ilex aquifolium* – Stechlaub, *Acer pseudoplantanus* – Berg-Ahorn, *A. lobelii*, *A. monspessulanum* – Französischer Ahorn – sowie weitere Ahorn-Arten, *Rhamnus alpina* – Alpen-Kreuzdorn, *Vitis vinifera* – Weinrebe, *Tilia cordata* – Winter-Linde, *T. dasystyla*, *Hedera helix* – Efeu, *Rhododendron sordellii* und *Viburnum lantana* – Wolliger Schneeball.
Von Cerete SE von Clusone sowie von Grone ist aus dem letzten Interglazial *Fagus silvatica*, und von Grone sind dazu noch *Fraxinus excelsior* – Esche und *Tilia platyphyllos* – Sommer-Linde bekannt geworden.
C. Trombara (1952) untersuchte die Pollen und fand dabei Abschnitte von Pflanzen-Sukzessionen: In den älteren einen Nadelwald vorwiegend mit *Abies alba*, in der laminierten, jüngeren Abfolge mit den Großresten eine Vormacht von *Carpinus*, vergesellschaftet mit Elementen des Eichenmischwaldes und weiteren mesothermen Elementen. Zugleich treten die Nadelhölzer, vorab *A. alba* und *Picea abies*, stark zurück.
Über die Entstehung der Blättermergel in der untersten Val Borlezza gehen die Auffassungen auseinander (in A. Penck & E. Brückner, 1909). Wohl die widerspruchlose-

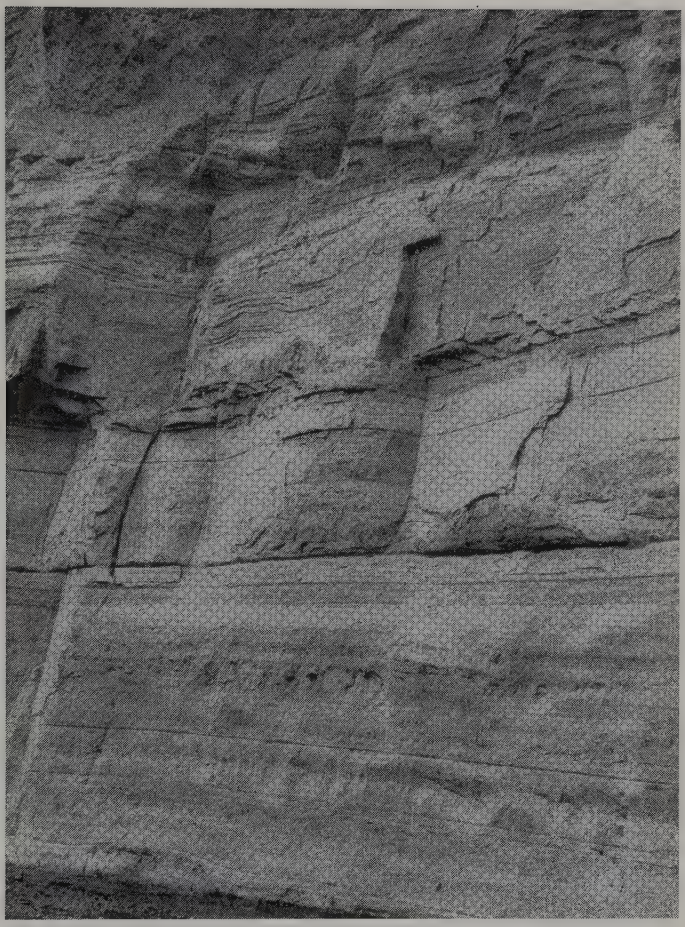


Fig. 155 Tonige Silte und Sande von Piánico-Séllere, die interglaziale Pflanzen- und Tierreste einschließen und von Sanden und Schottern überlagert werden. Die Abfolge bekundet die Sedimentfüllung eines ehemaligen Sees, der durch den Stau des vom Monte Clemo (799 m) niedergebrochenen Bergsturz gestaut worden ist.
Photo: Prof. G. NANGERONI.
Aus: G. NANGERONI, 1973.

ste Deutung für die Abdämmung des warmzeitlichen Sees, in dessen Sedimenten die Flora von Piánico-Séllere eingebettet worden ist, nimmt einen Riegel von verkittetem Bergsturz-Material vom Monte Clemo als Verbauung des Tales an. Reste dieses Riegels sind SW von Lóvere noch erhalten. Diese Schotter müssen spätestens im Spätriß, nach dem Zurückschmelzen des Oglio-Gletschers, geschüttet und verfestigt worden sein. Bei seinem weiteren Vorrücken wären sie von dem Borlezza- und Oneto-aufwärts vorgedrungenen Eis überfahren und überschliffen worden. SE von Clusone hätten sich schließlich Borlezza-Oglio- und Borzo/Serio-Gletscher gegenseitig gestaut, und die Ausräumung gegen das vom Oglio-Eis erfüllte Becken des Iseosees wäre dadurch unterbunden worden.

Wirbeltier-Reste aus dem Quartär des Südalpen-Randes

Neben dem Molaren von *Anancus arvernensis* aus den oberpliozänen Mergeln von *Paderno d'Adda* (S. 345ff.) und den altpleistozänen Säugern aus den Ligniten von *Leffe* in

der Val Gandino mit *Archidiskodon meridionalis evolutus*, *Dicerorhinus cf. leptorhinus*, *Megaceros ctenoides*, *Cervus affinis*, *C. orobius*, *Leptobos etruscus*, *Trogontherium* und Krallen von Säugern sowie *Emys europaea* und *Clupea* (H.-G. Stehlin in S. Venzo, 1952) konnten J. Hürzeler und H. Schaefer (G. Achermann, mdl. Mitt.) aus der *Grotta Lino* (900 m) in der Val Bova NW von Erba Zähne, das proximale Ende einer Tibia und Rippen von *Leptobos etruscus* nachweisen. *Archidiskodon meridionalis* – wohl aufgearbeitet – ist auch von Piacenza, S. Colombano und von S. Cipriano E von Pavía, *Palaeoloxodon antiquus* von Arena Po und von S. Cipriano, *P. nomadicus* ebenfalls von Arena Po (C. Airaghi, 1917) und *Libralces latifrons*, eine Form des oberen Cromer-Interglazials, von *Ránico* in der untersten Valle Seriana bekannt geworden (A. Azzaroli, 1979).

Recht häufig war *Ursus spelaeus* im *Buco dei Piombi* (695 m) NW von Erba vertreten. Daneben fanden sich dort Zähne von *Bos primigenius* sowie Knochen von *Cervus* und *Marmota* (C. Maviglia, 1939; G. C. Molteni, 1960). In den letzten Jahrzehnten sind Werkzeuge des mittleren Paläolithikums sichergestellt worden (S. 381). Reste von *U. spelaeus* sind auch aus einer Höhle an der Grignetta und von der Grotta Paradiso am Monte Campo dei Fiori, *Bos primigenius* von Camborta und Rebbio nachgewiesen worden. Von *Levrange*, einer Höhle in der Val Sabbia, sind *U. spelaeus*, *Canis lupus*, *Putorius antiquus* und *Marmota* (E. Cornalia, 1871), von Villongo S. Filastro ist *U. spelaeus* und von Adrara S. Martino W bzw. N von Sárnico *Cervus elaphus* belegt. Aus der interglazialen Knochenbrekzie von *Zandobbio* in der untersten Val Cavallina sind *Palaeoloxodon antiquus*, *U. spelaeus*, *U. arctos*, *Hyaena spelaea*, *Panthera leo*, *Felis pardus*, *Vulpes vulpes*, *Bison priscus*, *Sus scrofa*, *Cervus elaphus*, *Capreolus capreolus*, *C. pygargus*, *Lepus* und *Equus* (C. Airaghi, 1922; C. Barbero, 1980) und aus der Höhle Buco del Corno bei Vigano S. Martino – neben paläolithischen Resten und einem weiblichen Neandertaler – *U. spelaeus*, *Hyaena crocuta* und *C. elaphus* nachgewiesen. *B. priscus* ist in Gorlago am Ausgang der Val Cavallina, in Vidazze sul Lambro, in Arena Po, in Spesse sul Po und in *Cernobbio* am südlichen Comer See, *Mustela martes* in Rovenna, *Marmota* ebenfalls in Brunate, Olgiate Comasco und Bulgarograsso SW von Como aufgefunden worden.

Aus den interglazialen Blättermergeln von *Piánico-Séllere* liegen *Dicerorhinus kirchbergensis*, *Cervus elaphus* und *Dryomys nitedula* vor; F. Bassani (1886) bestimmte *Anguilla anguilla*, *Cyprinus carpio* und *Leuciscus leuciscus* (G. Pinna, 1976), Th. Studer (in A. Baltzer, 1896, 1912) Reste von *Perca* sowie von *Bufo viridis* und *Rana agilis*.

In der Valetta del Ghelpac hat Maviglia (in Venzo, 1954) bei Roana auf der Hochfläche der Sette Comuni in 870 m Höhe bearbeitete Silices des alpinen Moustérien, Knochenreste von *U. spelaeus* und Zähne von Steinbock und Murmeltier erkannt.

Von Sambughetto in der Val Strona (Novara) konnte Maviglia (1952; in Venzo, 1954) anhand eines reichhaltigen Knocheninventars eine Fauna des alpinen Moustérien nachweisen: *U. spelaeus*, *U. spelaeus minor*, *Felis leo spelaea*, *F. pardus* var. *begoueni*, *F. silvestris*, *Vulpes* cf. *lagopus*, *Canis lupus*, *C. aureus*, *Gulo gulo*, *Lyrurus tetrix*, *Capra ibex*, *Cervus*, *Rupicapra tragus*, *Marmota marmota* und zahlreiche kleine Vögel.

Auffallend ist das Zurücktreten von *Mammonteus primigenius* auf der Alpen-Südseite. Offenbar boten die Alpen diesem Charaktertier der letzten Eiszeit im nördlichen Vorland ein unüberwindliches Hindernis. Die Einwanderung in die Lombardei – M. *primigenius* wird von Chignolo Po, Arena Po, Milano, Calvairate (Milano), S. Colombano und von Petosino NNW von Bergamo erwähnt (Airaghi, 1917) – dürfte ebenfalls von E her erfolgt sein. Von Petosino ist auch *Bison priscus* und von Ponteránica N von Bergamo ein Rhinocerotide belegt.

In Pradalunga Bassa in der unteren Valle Seriana sind *Ursus arctos* und *Cervus elaphus* nachgewiesen. Zahlreiche Bärenreste fanden sich auch in der Höhle der Val Tresa in der vorderen Valle Brembana. Aus dem Buco della Sabbia oberhalb von Civate sind *C. elaphus*, *Sus scrofa* und *Canis lupus* bekannt geworden. Aufgrund der aufgefundenen Steinwerkzeuge waren diese Höhlen noch im Neolithikun bewohnt (O. Cornaggia-Castiglioni, 1971). In Barche-Solferino ist *Alces alces* (D. Viollier in P. Keller, 1931) und am Lago di Pusiano *Dama dama* gefunden worden. Weit verbreitet in der ganzen Lombardei war vor allem *C. elaphus* (Airaghi, 1922), der dort in den frühholozänen Wäldern ideale Lebensbedingungen vorgefunden hat.
Leider steht die genaue stratigraphische Lage vieler früherer Funde sowie jene von Höhlenfunden noch immer offen, so daß diesen nur bedingter Aussagewert zukommt.

Das Mittelpleistozän zwischen Gardasee und Comersee

Nach M. Chardon (1975, 1977) hätte die Schüttung von Schottern am Alpen-S-Fuß mit der Mindel-Eiszeit aufgehört, und die weitere Entwicklung in der Po-Ebene und in den südalpinen Tälern wäre in der Ausbildung eines Systemes klimabedingter Terrassen erfolgt. Dies zeigt sich nach Chardon besonders in den Tälern des Serio und des Brembo, wo die Terrassen und Moränenaufschüttungen treppenartig in die Schotter des Villafranchiano eingeschnitten sind.
In der Val Seriana und in der V. Brembana, die beide in den Kaltzeiten vergletschert waren (S. 324ff.), gibt sich in ihren unteren Abschnitten über dem heutigen Talboden ein System von drei Terrassen zu erkennen. Am Alpen-S-Fuß treten diese weniger deutlich zutage, da sie von einer lokal unterschiedlichen Subsidenz unterbrochen werden. Doch scheinen sich auch dort morphologisch und in der Ausbildung der Paläoböden drei Kaltphasen mit Gletschervorstößen abzuzeichnen.
In der Brianza konnte Chardon einen mittelpleistozänen Vorstoß mit zwei Ständen feststellen – Mindel I und Mindel II? –, der eine ausgedehnte hohe Terrasse entstehen ließ. Unter warm-feuchtem Klima verwitterte später die Oberfläche zu einem intensiv roten Ferretto. Dieser wurde in einer nächsten Kaltzeit, in der Riß-Eiszeit (?), von mächtigen Lössen bedeckt. E von Bergamo ist diese Terrasse entweder auf wenige Reste am Alpenrand – Valtesse – oder isolierte Hügel – Castenédolo, Ciliverghe – beschränkt.
In den drei Endmoränen-Bereichen des Gardasees, des Iseosees und der Brianza gehen Moränen-Buckel allmählich in eine Terrasse über, die von Lössen der Letzten Eiszeit bedeckt wird. Während diese Terrasse in der Brianza gut entwickelt ist, erscheint sie E von Bergamo stark reduziert.
Als mindelzeitlich werden Ablagerungen betrachtet, deren Oberfläche zu einem mächtigen roten Boden verwittert ist und die meist von rotem Lehm bedeckt sind. Beide fehlen auf den jüngeren Terrassen. Chardon betrachtet sie als rißzeitliche Lösse, da sie ihrerseits von bis zu 2 m gelblichen, entkalkten – würmzeitlichen – Lössen bedeckt werden. Die Verwitterungsschicht der als rißzeitlich betrachteten Ablagerungen beträgt noch 3–4 m. Die Einwirkungszeit war offenbar kürzer und erfolgte unter einem noch etwas wärmeren Klima als dem heutigen. Über der Verwitterungsschicht liegt eine Decke von jungem, entkalktem würmzeitlichem Löß. Die als Riß/Würm-interglazial betrachteten Paläoböden enthalten kristalline Gerölle mit mächtiger Verwitterungsrinde; die Silices sind leicht porös, Quarzite und basische Gesteine noch intakt.

Die würmzeitlichen Moränen und Terrassen sind – mit Ausnahme einiger Stellen auf der äußersten würmzeitlichen Moräne des Iseo- und des Gardasees – frei von Löß, die Böden wenig tief, auf den Terrassen maximal 1 m mächtig.

Die Gletscher der Bergamasker Alpen und der Brescianer Berge

In der westlichen Adamello-Gruppe und in den Bergamasker Alpen sammelte sich das Eis zu drei mächtigen Eisströmen, zum *Oglio-*, *Serio-* und *Brembo-Gletscher*. Ihre Zungen stießen noch in der Würm-Eiszeit bis an den südlichen Alpenrand vor; ihre Schmelzwässer schütteten flache Sanderkegel gegen den Po und drängten diesen gegen S. Als südalpiner Urstrom sammelte der Po die einzelnen Schmelzwasseradern und führte sie durch die auch in der Würm-Eiszeit nochmals weitgehend trocken gefallene nördliche Adria dem Mittelmeer zu.
N von Brescia vereinigten sich die Eismassen der hinteren Val Trómpia zum *Mella-Gletscher*. Selbst in den Brescianer Bergen haben sich mindestens in der Riß-Eiszeit kleinere Gletscher und in der Würm-Eiszeit noch Firne entwickelt.

Die Brescianer Berge zur Eiszeit

Die Brescianer Berge – sowohl die nördliche Kette mit dem Monte S. Emiliano (1192 m), dem Corno di Sonclino (1351 m) und dem M. Prealba (1270 m) als auch die südliche mit dem M. Palosso (1157 m), dem M. Conche (1158 m), dem Monte Doppo (1216 m), dem M. Ucia (1168 m) – waren in der Riß-Eiszeit teilweise noch vergletschert. Selbst in den Höchstständen der Würm-Eiszeit hatten sich auf ihrer N-, NE- und E-Seite noch kleine Gletscher entwickelt. Dies wird durch mächtige Schuttmassen in den Tälern und durch eluviale und colluviale, später terrassenartig zerschnittene Schuttfluren in der Valle Lumezzane belegt. Auf den niedrigeren Höhen hatten sich in N- und E-Exposition Firnmulden gebildet.
Wie die südlichen Bergamasker Berge, so boten auch die südlichen Brescianer Berge der durch die immer weiter um sich greifenden Vereisungen gefährdeten Flora und Fauna zahlreiche Refugien, in denen anspruchslosere Kräuter und Kleintiere die Kaltzeiten überdauern konnten. Dies äußert sich in einem größeren Artenreichtum und in verschiedenen endemischen Arten (Bd. 1, S. 174).
Nach G. Fornaciari (schr. Mitt.) sind in den insubrischen und lombardischen Alpen noch folgende weitere Arten als endemisch zu betrachten:

Allium insubricum Boiss. et Reut.
Androsace brevis (Hegetsch.) Cesati
Aquilegia thalictrifolia Schott. et Kotsch
A. einseleana F. W. Schultz
Artemisia glacialis L.
A. nitida Bertol.
Athamanta vestina A. Kerner
Campanula elatinoides Moretti
var. *clusiana* Ariet., Fen. et Giac.
var. *intermedia* Ariet., Fen. et Giac.
Campanula elatinoides Moretti
var. *subdatines* Ariet., Fen. et Giac.
Carex baldensis L.
Centaurea grignensis Reut.
C. bracteata Scop.
C. rhaetica Moritzi
Crepis praemorsa (L.) Tausch
ssp. *corymbosa* (Gaud). P. D. Sell.
Cytisus emeriflorus Rchb.
Euphorbia variabilis Cesati

Galium montis-arerae Merxm. et Ehrend.
Knautia transalpina (Christ) Briq.
K. velutina Briq.
Laserpitium nitidum Zanted.
Leontodon incanus (L.) Schrank
Linaria tonzigii Lona
Minuartia grignensis (Reichenb.) Mattf.
Moehringia glaucovirens Bert.
M. insubrica Degen
Oxytropis triflora Hoppe
var. *insubrica* (Brügg.) Gams
Physoplexis comosa (L.) Schur.
Potentilla nitida L.
Primula glaucescens Moretti
P. daonensis Leybold
Ranunculus bilobus Bert.
Rhodothamnus chamaecistus (L.) Rchb.
Sanguisorba dodecandra Moretti
Saxifraga arachnoidea Sternb.
S. hostii Tausch
ssp. *rhaetica* (Kern). Br.-Bl.
S. petraea L.
Sesleria sphaerocephala Ard.
Viola comollia Massara
V. dubyana Burnat. ex Gremli

Der Mella-Gletscher

Der Mella-Gletscher, der durch die gegen SW offene Val Trómpia abfloß, vermochte nicht mehr bis an den Alpenrand vorzustoßen. Sein Einzugsgebiet reicht denn auch deutlich weniger hoch empor, am Monte Colombine aber immerhin auf 2214 m.
Auch von der S-Seite der V. Trómpia, von der Kette des Monte Ário (1755 m), empfing der Mella-Gletscher noch Zuschüsse.
In der Riß-Eiszeit stand das Mella-Eis bis unterhalb von Marcheno, was durch Moränen-Terrassen bei Césovo und Rundhöcker um Brozzo belegt wird. Da sich unterhalb von Brozzo beidseits der Mella deutliche Schotterterrassen einstellen, dürfte die Zunge in der Würm-Eiszeit nicht ganz so weit, nur bis gegen 400 m, vorgefahren sein, was durch Erratiker S und SSW von Tavérnole belegt wird. Die Schmelzwässer flossen über Gardone–Brescia zum Oglio ab.
Von Gardone und von Nave haben sich Schotterfluren bis über Brescia entwickelt. Weiter talauswärts werden die Ketten rasch niedriger, so daß nicht einmal der vom Monte Guglielmo (1949 m) gegen S abfließende Gletscher bis ins Haupttal vorzudringen vermochte.
Von der Kette des Monte Palo (1461 m) und von der Corna di Savallo (1436 m) hingen in den Hochglazialen kleine Gletscher in die Talschlüsse herab.
Selbst die Kare der in die untere Val Trómpia mündenden Seitentäler von der Corna di Sonclino (1352 m), der Punta Ortosei (1273 m) sowie der Kette Monte Doppo (1217 m) –M. Palosso (1157 m) bargen in der Würm-Eiszeit noch kleine Gletscher.
Auch am Monte Campanile (1035 m) W von Sarezzo hatten sich auf der NW-, der N- und auf der E-Seite kleine Firnfelder gebildet.
Eine mächtige periglaziäre, von Bächen zerschnittene Schuttdecke von Hauptdolomit bildete sich W von Lodrino über dem 734 m hohen Sattel ins Tal der Nozza, einem letzten bedeutenderen Seitenast des Chiese.
Spätwürmzeitliche Moränenstände zeichnen sich bei den vom Monte Frà (2160 m), vom M. Crestoso (2215 m), vom Passo delle sette Crocette (2038 m) und vom M. Colombine absteigenden Gletschern ab. Dabei stieß der bedeutendste, der *Bavorgo-Gletscher*, nochmals bis unterhalb von 1300 m gegen Cóllio vor (A. Boni et al. in Desio et al., 1970k). Jüngste Stände reichen bis 1800 m herab.

Aus dem Tonale–Adamello-Gebiet floß der *Oglio-Gletscher* durch die Val Camónica ab. Über rundgeschliffene, 1850 m hohe Sättel erhielt er zwischen Monte Resverde und M. Padrio (A. Cozzaglio, 1895) sowie über den Aprica-Paß (1176 m) Zuschüsse von Adda-Eis aus dem Veltlin (S. 337).
Im Gebiet des Tonalepasses fand A. Penck (in Penck & Brückner, 1909) Erratiker bis auf fast 2400 m.
Im Hochwürm wurde bei Vezza d'Oglio von N zufließendes Eis aus der Val Grande vom Oglio-Gletscher gestaut und noch bei einer Eishöhe um 2200 m teilweise – zusammen mit dem Eis aus dem Firngebiet des Corno Tremoncelli (2834 m) und des Monte Seróttini (2967 m) – N des M. Pagano (2348 m) über den Sattel der Malga Salina Bassa (2080 m) durch die V. di Grom in die V. del Mortirolo abgedrängt.
Um Édolo stand das Oglio-Eis noch auf über 1800 m, was die überschliffenen Höhen im NW, im NE und im SW belegen.
Um Breno liegen die höchsten Findlinge bis 1700 m, um Lóvere zwischen 1350 m und 1250 m (B. Moebus, 1901).
Verrucano und Édolo-Schiefer-Blöcke fand Dr. P. Brack (schr. Mitt.) W von Breno auf dem Dosso Isiga (1562 m) und auf der E-Seite an der Sella Nanti bis auf knapp 1600 m. Noch höher hinauf reichen dort Tonalit-Blöcke aus der Val Paghera, deren Talschlüsse in den Intrusivgesteinen durch Lokaleis zu prachtvollen Karen geformt worden sind.
Um Capo di Ponte zeichnen sich am E-Hang 3 Terrassen ab (B. Accordi, 1953), die wohl Rückschmelz-Stände bekunden.
Durch das unterhalb von Malonno in die Val Paisco eingedrungene Oglio-Eis wurde das aus dem hintersten Quelltal, der Valle del Séllero, abfließende *Paisco-Eis* gestaut und über den Sattel W des Monte Campione und über den Passo di Vivione (1828 m) in die Valle di Scalve abgedrängt. Dagegen entwickelte sich bereits der nächst südliche Paß, der Passo di Campelli (1892 m), zum Firnsattel. Der aus der Valle di Lózio abfließende Gletscher wurde durch das über den Monte Pratotondo (1339 m) eingedrungene Oglio-Eis gestaut, so daß dieses über Borno und weiter über den Sattel des Croce di Salven (1109 m) in die V. d'Ángolo überfloß. Da auch das bei Darfo in die V. d'Ángolo eingedrungene Oglio-Eis den ausfließenden *Dezzo-Gletscher* zurückstaute, floß Dezzo-Eis aus der V. d'Ángolo über das Giogo della Presolana (1289 m) und den Colle di Vareno (1372 m) ins Quellgebiet der Borlezza und trat damit in den Hochglazialen in Kontakt mit einem gegen E in die Talung von Clusone eingedrungenen Lappen des Sério-Eises. Dabei ragten nur Monte Erbanno (1663 m) und M. Altissimo (1703 m) sowie M. Pora (1880 m), M. Lantana (1617 m), M. Scanapà (1669 m) und P. Plagna (1637 m) über die Eisoberfläche empor.
Nach der Mündung der V. d'Ángolo fiel die Eisoberfläche des Oglio-Gletschers infolge des immer stärkeren Zurücktretens der seitlichen Zuschüsse steiler ab, so daß diese über Lóvere noch auf 1100 m stand.
Letzte linksseitige Zuschüsse erhielt der Oglio-Gletscher vom *Gratacasolo-Gletscher* – seine Firngebiete reichten bis zur Colma di Marucolo (1854 m) und zum Dosso Pedalta (1960 m) hinauf –, vom *S. Martino-Gletscher*, vom *Trobiolo-Gletscher* mit dem Firngebiet an der Punta Caraina (1855 m) und vom *Bagnadore-Gletscher* von der SW-Seite des Dosso Pedalta sowie von der NW- und von der SW-Seite des Monte Giuglielmo (1949 m).
Der mehrmals über Lóvere vorgestoßene und dabei von Eismassen aus Seitentälern un-

Fig. 156 Während der Oglio-Gletscher noch letzte Zuschüsse aus Seitentälern empfing, verlor er S von Lovere und von Riva di Solto am oberen Iseosee Eis, das durch die Val Cavallina abfloß. Wie Moränenreste am NE-Grat des Monte Péndola zeigen (Vordergrund) reichte das Eis in der Valle di Fonteno noch zur Zeit der inneren Jung-Endmoränen bei Lovo auf nahezu 700 m. Photo: G. Locatelli.

terstützte Oglio-Gletscher kolkte das Becken des Iseo-Sees aus, über dessen Spiegel der überschliffene Monte Isola 415 m emporragt (A. Stoppani, 1871, 1880; F. Salmojraghi, 1897). Um das S-Ende des Sees legen sich Endmoränen, die zwei Stirnlappen mit mehreren Randlagen bekunden (F. Sacco, 1894; A. Cozzaglio, 1895; U. Ugolini, 1899, 1900; A. Baltzer, 1901; B. Moebus, 1901).

Von Moräne überlagerte Stauschuttmassen treten in rechten Seitentälern um Lózio und Borno NW bzw. W von Breno auf. Im Stirnbereich des Oglio-Gletschers wurden bei Sárnico und Viadanica Eisrandseen gestaut, in denen vorwiegend tonige Sedimente abgelagert wurden (A. Desio et al., 1970k).

Nach der Gabelung des Oglio-Gletschers zwischen Lóvere und Castro und der Transfluenz von Riva di Solto über Canzánico in die Val Cavallina drang ein weiterer Lappen in die rechtsseitige Valle di Fonteno ein. Dabei erhielt dieser vom Monte Torrezzo (1378 m) noch einen Zufluß. Über Fonteno stand das Oglio-Eis auf rund 800 m, so daß auch die gegen NE und gegen N abfallenden Kare zwischen dem M. Torrezzo und dem M. Creò (1105 m) geringe Zuschüsse lieferten, was vorab in dem S von Fonteno mündenden Seitental, auf Camerina, durch Wallreste und Moränenterrassen belegt wird. Innere Jung-Endmoränen deuten um Fonteno auf einen Eisstand um 650 m. Dabei blieb die Eiszufuhr vom M. Torrezzo aus. Der *Fonteno-Gletscher* stirnte bereits 2 km W von Fonteno, so daß sich zwischen dessen Front und dem eingedrungenen Oglio-Gletscherlappen kurzfristig ein Eissee aufstaute.

Auch in die nächst südlich mündenden rechtsseitigen Täler, in die Valle dei Foppi und in die V. di Tombe, drang Oglio-Eis ein. Eine höchste Wallmoräne gibt S. Venzo (in A.

Fig. 157 Aus dem Becken des Iseosees drang ein Lappen des Oglio-Gletschers (von links) in die Valle di Fonteno ein und traf W von Fonteno auf den vom Monte Torrezzo (rechts außerhalb des Bildes) zustoßenden Fonteno-Gletscher. Auch das Tal S des Dorfes wurde von Fonteno/Oglio-Eis erfüllt und erhielt im Würm-Maximum Eis aus den Talschlüssen, während dieses zur Zeit der inneren Jung-Endmoränen noch über Fonteno stand. Am Monte Péndola (1127 m, rechts der Mitte) lassen sich die beiden Höhenlagen als Wiesenterrassen erkennen. Photo: G. Locatelli.

Boni et al., 1972 K) auf 750 m an. Da jedoch weder die Firnmassen vom Monte Mandolino noch diejenigen vom Coletto (1296 m) und vom M. Bronzone (1334 m) den in die V. dei Foppi und in die V. dei Tombe eingedrungenen Oglio-Gletscher zu erreichen vermochten, stauten sich ihre Schmelzwässer in beiden Tälern zu kleineren Eisrandseen. Dies äußert sich in der Ausbildung von Stauterrassen.

Auch der von der E-Seite des Iseosees, vom M. Giuglielmo und von der Pta. Caraina, zufließende Bagnadore-Gletscher reichte zur Zeit der inneren Jung-Endmoränen noch bis gegen Zone, so daß sich zwischen der Stirn und dem eingedrungenen Oglio-Gletscher mächtige, beim Abschmelzen des Eises zerschnittene Seesedimente ablagern konnten.

Am linken Ufer des Oglio-Gletschers fällt ein markanter Moränenwall – von A. Boni (in Boni et al., 1972 K) noch als rißzeitlich betrachtet – E von Sale Marasino bis E von Sulzano von 720 m auf 650 m ab. Damit lag der eindrucksvoll über 400 m aus dem Iseosee aufragende Monte Isola (600 m) mit seiner besonders auf der W- und auf der S-Seite mächtigen Moränendecke noch unter dem Eis, während die tieferen Moränenterrassen bei Cure auf 460 m einem jüngeren, hochwürmzeitlichen Stand und die Moränen und Terrassenreste von Senzano um 350 m und die tiefsten, bei Menzino auf 260 m, dem System der inneren Jung-Endmoränen zuzuordnen sein dürften.

Während die linksseitigen Zuflüsse aus der Val Camónica E der aus dem See aufragenden Inseln, der Isola Loretto (198 m), dem Monte Isola und der Isola di S. Paolo (187 m), abflossen, wurden die letzten Zuflüsse, der Trobiola- und der Bagnadore-Gletscher,

Fig. 158 Die verfestigten fluvialen Schotter von Cremignane WSW von Iseo mit ausgekolkten und vom darüber gefahrenen Oglio-Gletscher geschliffenen Rillen.
Photo: Prof. G. NANGERONI.
Aus: G. NANGERONI, 1973.

ganz auf die linke Seite abgedrängt und flossen SE der Rundhöcker des Montecolo (295 m), der Montecoli und der Hügel bei Iseo ab. E von Iseo löst sich eine höchste würmzeitliche Seitenmoräne des Oglio-Gletschers um 580 m vom Gehänge. Ein äußerster flacher Wall liegt auf knapp 600 m und staut dabei im Curtelo-Tal, im Bereich der Paßstraße in die Val Trómpia, eine Terrasse auf. N der Straße reicht geschiebereiche, von kleinen Rinnsalen zerschnittene Moräne bis auf eine Höhe von 620 m. Dieser Wall sowie die Moränendecke zeichnen sich durch eine mächtige rotbraune Bodenbildung aus, die wohl bereits in der letzten Interglazialzeit eingesetzt hat, so daß die Moräne mindestens einen spätrißzeitlichen Eisstand bekundet. Auf knapp 660 m zeigt der von der Punta dell'Orto gegen W abfallende Felsgrat die höchsten Spuren einer Eisüberprägung; zugleich finden sich dort die höchsten Verrucano-Geschiebe. Ein innerer, markanter würmzeitlicher Moränenwall fällt N von Invino di sopra von 600 m bis zur obersten Straßenschleife auf 500 m ab.

Im See ist der Monte Isola bis gegen 500 m von Moräne bedeckt. Die S-Seite ist zwischen Peschiera Maraglio und Senzano mit Erratikern – Gneisen, Verrucano, Servino, Kalken und Dolomiten – übersät. Lokal stellen sich verkittete Schotter und Gehängebrekzien ein. Bei Cure und oberhalb von Senzano haben sich Moränenterrassen gebildet. Bei Senzano und bei Menzino sind noch tiefere Wallreste erhalten.

Noch jüngere Eisstände zeichnen sich S von Cóvelo bei La Rocca durch Rundhöcker und weiter S durch tiefere Wallreste ab. Daneben sind auch die Hänge bis gegen den Iseosee von mächtiger Moräne mit zahlreichen Erratikern bedeckt.

SW von Iseo drang ein Oglio-Eislappen zwischen dem Monte Cognolo (673 m) und dem Monte Alto (651 m) durch die tektonische Störungszone gegen S, gegen Rovato, vor. Dabei wurde das rißzeitliche Oglio-Eis an den mittelmiozänen Konglomeraten des NW–SE verlaufenden Mont'Orfano (452 m) gebremst.

Äußerste rißzeitliche Wälle des Rovato-Lappens sind im W bei Adró, im E bei Provezze erhalten. Auf dem NE-Rücken des M. Alto reicht rißzeitliche Moräne bis auf 570 m Höhe hinauf. In Rovato wurden Moränen geschüttet und Rundhöcker überfahren.

Auf der SE-Seite des Corno Péndita (512 m) drang eine seitliche Zunge des Corte-Franca-Lappens, wie Moränenterrassen mit zahlreichen Erratikern belegen, bis an den Sattel zwischen Monte Alto und Corno Péndita. An dessen E-Grat reichen allerdings die Moränengeschiebe noch bis auf eine Höhe von 475 m hinauf; dann treten sie ebenfalls, wie E von Iseo, schlagartig zurück. Doch finden sich auf dem gegen W sanft ansteigenden Grat bis gegen 500 m vereinzelte Geschiebe (Gem. Exk. mit A. Bertazzoli); ebenso dürfte der Gipfel vom rißzeitlichen Eis noch überprägt worden sein.

In der unteren V. di Tombe sowie N von Predore reichte das Oglio-Eis damals noch bis über 750 m empor (S. Venzo in Boni et al., 1972k). Mit dieser Eishöhe dürfte es mindestens in der Riß-Eiszeit und noch im Würm-Maximum über den 397 m hohen Sattel zwischen dem Monte Faeto (594 m) und der Celle (498 m) in die Valle Guerna übergeflossen sein.

Der Abfluß der Schmelzwässer des Corte Franca–Bornato-Lappens, der von einem halbkreisförmigen Moränenkranz umgeben war, erfolgte am W-Rand über Adró zum Oglio, aus dem zentralen Becken zwischen Calino und Bornato zur Mella.

Der Moränenwall von Parático ist wohl wie diejenigen von Provaglio–Timoline, welche zwischen Iseo und Clusane die Seetone und Torfgebiete der Lama umschließen, ebenfalls dem System der inneren Jung-Endmoränen zuzuordnen. Die Stirn des Oglio-Gletschers dürfte damals im untersten, außerordentlich seichten Iseosee gelegen haben. Auf der W-Seite der Guerna liegt noch ein kleinster Rest der rechtsufrigen Stirnmoräne, während der größte Teil von der Guerna ausgeräumt worden ist.

Dagegen dürfte der extern gelegene Wall NW von Sárnico, der sich auf 280 m vom Hang löst, dem Würm-Maximum zuzuordnen sein. Die damals das Tal der Guerna abdämmende Stirn des Oglio-Gletschers staute in dessen unterstem Abschnitt einen Eisrandsee, der durch terrassenartig zerschnittene Seetone belegt wird (Boni et al., 1972k).

Unterhalb von Sárnico setzen 40 m über dem Oglio locker verkittete Niederterrassenschotter ein. 20 m über diese Fläche erhebt sich der Montecchio (286 m) mit einem Sockel von löcheriger Nagelfluh mit gekritzten Geschieben. Darüber legt sich die bereits von Stoppani beobachtete Moräne. Penck (1909) möchte darin Altmoräne mit ihrem Übergangskegel sehen. Über die Alterszugehörigkeit der Wälle gehen die Meinungen auseinander. A. Boni & S. Venzo (1968k) weisen die äußerste, zementierte Moräne mit roter toniger Verwitterungsdecke des östlichen Gürtels der Mindel-, die nächst inneren Wälle, die E von Iseo auf 550 m ansteigen, der Riß-Eiszeit zu. Die den See umgebenden und die durch Inselreihen dokumentierten Endmoränen dürften den inneren, die sie umgebenden Staffeln – aufgrund ihrer Gestalt und Entwicklung der Deckschichten – den äußeren Jung-Endmoränen entsprechen, was sich mit der Interpretation Baltzers und Pencks decken würde. Erst die äußersten Moränen wären der Riß-Eiszeit zuzuordnen.

Durch die Moränenbögen des von Iseo gegen S, gegen Rovato, vorgestoßenen Lappens wurden seichte Seeabschnitte abgedämmt, die nach und nach verlandeten. Zwischen den würmzeitlichen Wällen liegen ausgedehnte Torfgebiete, aus denen Pfahlbau-Kulturen bekannt geworden sind, so aus dem Torfmoor von Iseo (S. 324).

Vom Torfmoor am SE-Ende des Iseosees hat G. Andersson (1910) einen über Gyttja gelegenen Cyperaceen-Torf auf dessen Großresten-Inhalt untersucht. Bereits vor dem 1. Weltkrieg und in den Kriegsjahren sind in den Flachmooren von Provaglio-Iseo bedeutende Torfmassen abgebaut worden. Gegen Iseo sind jedoch noch Teile des dort 4–5,5 m mächtigen Lagers erhalten geblieben. Nach P. Keller (1931) fällt dessen Bildung

Fig. 159 Der Gipfelgrat des Monte Guglielmo (1949 m) aus mitteltriadischen Kalken. Der Gipfel selbst wird von einem basischen Gang durchschlagen.
Rechts vor dem See die Stirnmoräne einer spätwürmzeitlichen Eiszunge.
Aufnahme von Golem, dem Sattel, der in die Val Trompia hinunterführt.
Photo: Prof. G. Nangeroni.
Aus: G. Nangeroni, 1973.

in die Eichenmischwald-Zeit. Die Profil-Abschnitte mit vermehrter Erlen-Ausbreitung zeichnen sich auch durch reichlich Holzreste von *Alnus glutinosa* aus.
In einem Pollenprofil im überfluteten Bereich des Torfmoores von *Iseo* fand A. Horowitz (1975) in 4,25 m Tiefe hohe %-Werte von *Alnus* und *Pinus* und tiefe Werte von *Fraxinus*, *Picea* und *Quercus*. Der Baumpollen-Anteil lag um 50%; der Nichtbaumpollen-Anteil bestand praktisch nur aus Gramineen und Cyperaceen.
Von 3,4 m an zeigen die Baumpollen einen markanten *Corylus*-Gipfel mit einem Anstieg von *Quercus*. *Pinus* und *Corylus* fallen zurück, steigen aber gegen Ende des Abschnittes wieder an. Die Baumpollen liegen stets wenig über den Nichtbaumpollen. Von 2,2 m an fällt *Corylus* zunächst deutlich zurück und steigt dann erneut an. Zugleich nimmt *Alnus* kräftig zu und beherrscht diesen Abschnitt. Auch *Quercus*, *Picea* und *Fraxinus* nehmen zu; der Baumpollen-Anteil erreicht 60%. Dann treten die Baumpollen – vorab *Alnus* – stark zurück; Gramineen- und Cyperaceen-Werte steigen wieder an. Etwas später fällt auch *Quercus* ab. Doch nehmen *Alnus* und *Quercus* dann wieder zu und beherrschen unter den Baumpollen weiterhin das Bild. *Picea* und *Fraxinus* zeigen relativ hohe Werte. Gegen oben beginnt *Picea* zurückzufallen, während *Fraxinus* ansteigt und im nächsten Abschnitt vorherrscht. Gramineen- und Cyperaceen-Werte steigen ständig an; einige % von *Typha*-Pollen stellen sich ein. Der Anteil an Baumpollen fällt.
Der höchste Abschnitt ist gekennzeichnet durch Baumpollen-Werte um 30%. Dabei bilden *Fraxinus* und *Alnus* die Hauptelemente, die von einer bedeutenden Abnahme von *Quercus* und relativ hohen Werten von *Corylus* und *Pinus* begleitet werden. *Castanea* tritt auf und erreicht Werte bis zu 14%. Gramineen und Cyperaceen gehen zurück, dafür steigt *Typha* deutlich an.
Von Lóvere am N-Ende des Iseo-Sees drang ein Eisarm gegen NW, gegen Clusone, vor (A. Varisco, 1881k; A. Amighetti, 1889), wo er ebenfalls Stirnmoränen zurückließ (A. Desio et al., 1970k; S. 326).
Ein weiterer Arm des Oglio-Gletschers floß gegen SW über den Sattel von Rova (400 m)

in die Val Cavallina. Dieser reichte nach Venzo (1949) in der Mindel-Eiszeit – eher jedoch im Spätriß – noch bis Entrático. Die von ihm der Riß-Eiszeit zugewiesenen Wälle dürften im Würm-Maximum geschüttet worden sein, während diejenigen, die den Lago di Éndine abdämmen, wohl wie der Wall von Sárnico-Parático, als innere Jung-Endmoränen zu interpretieren sind.
In der zwischen Sárnico und Bergamo in die lombardische Ebene austretenden Val Cavallina ist E von Cenate di Sopra in 460 m ein Gneis-Erratiker gefunden worden (R. Zambelli, mdl. Mitt.). Dieser bekundet wohl einen spätestens noch im Riß-Maximum durch die Val Cavallina vorgestoßenen Arm des Oglio-Gletschers.

Der Lago d'Éndine

Auch über den Sattel von Solto Collina S des noch würmzeitlich eisüberprägten Monte Clemo (799 m) hing der Cavallina-Lappen im Stadium von Sárnico (= Brivio = Sesto Calende) mit dem Iseo-Eis in Verbindung. Bereits im frühen Spätwürm wurde im Zungenbecken SW der Wasserscheide gegen Lóvere durch zwei gegeneinander wachsende Schuttfächer der Lago di Gaiano vom *Lago d'Éndine* abgetrennt. In der Römerzeit reichte der L. d'Éndine bis Gaiano.
Vom M. Torrezzo (1378 m), der auf der N-Seite noch im ausgehenden Hochwürm einen kleinen Kargletscher beherbergte, hat ein Zufluß ein Delta in den L. d'Éndine vorgetrieben und droht den untersten Teil des Sees abzutrennen.
Bereits in einer früheren Kaltzeit dürfte das Eis bis über Lóvere vorgestoßen sein, was durch stark zementierte, bereits über einem ausgeprägten Relief gelegene Schotter belegt wird.
Durch einen rißzeitlichen Vorstoß des Oglio-Gletschers (S. 312), der E von Lóvere etwa der Randlage von Lugano entsprochen haben dürfte (S. 368f.), wurde ein See aufgestaut. Aus unter Moränen und Schottern gelegenen Seeletten von *Piánico* und von *Séllere* (Stoppani, 1880) wurden warmzeitliche Floren bekannt (S. 306).

Der spätwürmzeitliche Oglio-Gletscher und das Tonale-Gebiet

Mit dem Abschmelzen des Oglio-Gletschers bildete sich in der untersten Val Camónica ein von den Stirnmoränen von Sárnico bis gegen Ésine reichender Lago d'Iseo, aus dem neben dem Monte Isola (600 m) auch die Rundhöcker des Montécolo (295 m) und in der Val Camónica jene des Monticolo (394 m) und des Montecchio NE von Darfo emporragten. Der heute bei Darfo in einer Schlucht mündende Dezzo floß damals von Corzone noch gegen Boario-Terme in die Val Camónica. Durch einen spätwürmzeitlichen Wiedervorstoß wurde er jedoch gezwungen, sich längs einer Kluftfläche in den lombardischen Verrucano einzutiefen. Dabei sind auch die Rundhöcker im Mündungsbereich des Dezzo sowie die Wanne des in einem Bruchfeld gelegenen Lago Moro letztmals überprägt worden. Die bei Ángolo und Mazzunno liegenden Schuttmassen sind wohl als Sanderkegel von Lokalgletschern vom M. Altissimo und vom M. Pora zur Zeit eines unterhalb von Darfo stirnenden Oglio-Gletschers zu deuten. Damals hat der Dezzo-Gletscher am Ausgang der hinter Ángolo sich einstellenden Schlucht geendet. Ein nächster Gletscherhalt, bei dem der Oglio-Gletscher bis hinter den Felsriegel von Breno zu-

Fig. 160 Anriß in einem Esinokalk-Schlipf NW von Cerveno in der Runse des Torrente Glera, einem rechten Zufluß des Oglio. 1 Calcare di Angolo e di Prezzo, 2 helle und dunkle Moräne 3 Esinokalk-Gleitpaket, 4 Lamprophyr, 5 Gehängeschutt. Photo: Dr. P. Brack.

rückgeschmolzen ist, zeichnet sich am obern Ende der Dezzo-Schlucht, im Bereich der Vereinigung seiner Quelltäler, ab. Auch die Eiszungen von der Kette des Pizzo Camino (2491 m) und vom P. della Presolana (2521 m) stiegen nochmals in die Dezzo-Schlucht ab; später stirnten sie in der Val Giogna und unterhalb von Cólere. Im Konfluenzbereich der Quelläste haben sich Rundhöcker und Moränenwälle ausgebildet (G. Comizzoli in A. Desio et al., 1970k).

Letzte spätwürmzeitliche Klima-Rückschläge ließen den Gleno-Gletscher bis 1850 m und 2250 m vorstoßen. Auf der NW-Seite des Cimone della Bagozza (2409 m) endeten Eismassen erst um 1450 m, später um 1650 m, wobei sie beim Abschmelzen von Bergsturz-Trümmermassen überschüttet worden sind.

Durch die Schuttzufuhr des Oglio und seiner Zuflüsse, vorab durch die Schuttfächer des Torrente Re aus der Val di Artogne, verschob sich das N-Ende des Sees sukzessive weiter gegen SW. Noch in römischer Zeit lag Rogno am oberen Ende des Sees, und seit dem Hochmittelalter bewegte sich das Delta von Gratacasolo um rund 2 km gegen das rasch sich vertiefende Seebecken. In der Ebene von Rogno–Pian Camuno zeichnen sich zahlreiche Grundwasseraufstöße ab, die ehemals in den See ausgetreten sind.

In Castro SW von Lóvere hat die Borlezza einen Schuttfächer über 600 m in den Iseosee geschüttet.

In der mittleren, dem W-Rand der tertiären Adamello-Intrusion folgenden Val Camónica, öffnet sich zwischen der Talenge von Capo di Ponte und dem von Brüchen begrenzten Kalk-Dolomit-Riegel von Breno ein glazial ausgeräumtes Becken. Eine ältere,

wohl prähochwürmzeitliche Oglio-Schlucht ist schon von W. Salomon (1908) E und S des Burghügels von Breno erkannt worden.
NW von Cerveno liegen unterhalb der Esino-Riffkalke der Concarena (2549 m) von ihr abgeglittene Schollen. Die größte Scholle von über 2 km², NW von Ono S. Pietro, ist schon von L. U. de Sitter (1949) als über mehrere 100 m heruntergerutschter Schlipf gedeutet worden. Kleinere, ursprünglich wohl zusammengehangene Gleitpakete finden sich W von Cerveno bis auf 600 m. Zwischen den dort anstehenden älteren Trias-Kalken und den abgerutschten Esinokalken mit diskordanten, wohl tertiären Gängen liegt helle und dunkle Moräne (Fig. 160). Da sich auf den Gleitpaketen keine Moräne findet, ist die Talfahrt wohl in der Zeit des Eisabschmelzens erfolgt, um so mehr als auch bei Négola E von Braone auf der E-Seite des Oglio zwischen 500 und 600 m Esinokalk-Trümmermassen von der Concarena liegen. Da im Talgrund dort Bergsturztrümmer fehlen, dürfte das Tal zur Zeit des Niederganges noch bis gegen 500 m hinauf von einem bei Breno stirnenden Oglio-Gletscher erfüllt gewesen sein, so daß die niedergestürzten Esinokalk-Blöcke über das Eis geglitten und auf der E-Seite des Tales aufgebrandet sind (Dr. P. Brack, schr. Mitt.).
Moränen spätwürmzeitlicher Wiedervorstöße finden sich auch beidseits des Passo Croce Domini (1895 m), der die Val Camónica mit dem Chiese-Tal verbindet (S. 218ff.). Dabei erreichte das Eis vom Monte Frerone (2673 m) zunächst noch den Oglio-Gletscher. Ein Abschmelzstadium mit selbständigen Zungen zeichnet sich bei Degna ab. Jüngere Seitenmoränen deuten auf ein Zungenende um 1200 m. In einem noch späteren Klimarückschlag stieß das Frerone-Eis nochmals bis 1650 m vor. Auf Alpe Bazena hinterließ es auf 1800 m Moränenwälle und im Zungenbecken Obermoräne. Bei einer klimatischen Schneegrenze um 1950 m stieg es E des Passes bis gegen 1550 m ins Cáffaro-Tal ab.
Noch jüngere Moränen belegen in der Frerone-Gruppe bei einer Schneegrenze um 2150 m einen letzten spätwürmzeitlichen Vorstoß.
Um 1850 reichten die Firnfelder aus den NW- und NE-Karen des M. Frerone bis 2350 m herab; heute enden sie wenig unter 2500 m. Daraus resultiert eine Schneegrenze um gut 2650 m. Weiter gegen S fällt diese weiter ab; doch liegt auch die Gipfelflur tiefer.
Auf der W-Seite des Monte Cadino (2420 m) schob sich über ein älteres, von bewachsenen Wällen begrenztes Zungenbecken ein jüngerer Vorstoß mit blockigem Felssturzgut. Mit dem Abbrechen der Transfluenz von Adda-Eis über den Aprica-Paß wich der Oglio-Gletscher kräftig zurück. Ein nächster spätwürmzeitlicher Stand gibt sich in der Val Camónica bei Malonno zu erkennen, wo eine linksseitige Seitenmoräne gegen die Talsohle abfällt.
Jüngere, zu einer Stirn absteigende Wälle erkannte W. Salomon (1890) bei Édolo. Sie dürften dem Chiuro-Stadium des Adda-Gletschers entsprechen (S. 399). Einen letzten Zuschuß erhielt der Oglio-Gletscher aus der Valle del Mortirolo, was durch die Moräne von Monno belegt wird. Oglio-aufwärts wird dieses Stadium auf Cavallo E von Incúdine durch Seitenmoränen um 1500 m und um 1600 m belegt, während die Moräne W von Monno dem Stand bei Incúdine entsprechen dürfte.
Noch im Stadium von Édolo stieß der *Póia-Gletscher* aus der Val di Saviore bis in die Mündungsschlucht E von Cedégolo in die obere V. Camónica vor. In einem jüngeren Stand vereinigten sich S von Saviore d'Adamello die drei Gletscher der Póia-Quelltäler: der V. Ghilarda, der V. di Adamè und der V. di Salarno.
In der V. di Adamè reichen im letzten Spätwürm von steilen Talflanken zufließende Eismassen bis an den Steilabfall, bis um 2000 m, was beidseits durch stirnnahe Seiten-

moränen belegt wird (A. Bianchi & Gb. Dal Piaz in G. Schiavinato, 1953 k). Frührezente Moränen dokumentieren ein Zungenende der Vedretta di Adamè auf 2180 m. In der Valle di Brate verraten jüngere Spätwürm-Moränen das Zungenende eines Salarno-Gletschers um 1250 m. Letzte Spätwürm-Stände zeichnen sich um 1900 m ab. Zur Zeit der frührezenten Klimarückschläge stieß der Vedr. di Salarno nochmals bis 2200 m vor.

Einen letzten Zuschuß erhielt der Oglio-Gletscher vom Adamello (3554 m) durch die Val Malga. In ihr hing der *Renulo-Gletscher* im Stadium von Édolo bis in die Mündungsschlucht SE von Rino herab. Nächste Stände sind um 1100 m und 1250 m angedeutet.

Im Stadium von Édolo drang auch der *Fiumicello-Gletscher* durch die Valle di Córteno erneut bis gegen Édolo vor. Dabei trugen seine Schmelzwässer, zusammen mit denen des Oglio-Gletschers, zur Schüttung der Sanderkegel von Édolo–Sónico bei.

Bei Fucine, 1,5 km W des Rundhöckers von Córteno, hatte sich der in die V. di Córteno ausgetretene Gletscher wieder geteilt, nachdem er sich kurz zuvor, bei S. Antonio, aus den zwei Armen, dem vom Monte Séllero (2740 m) und vom M. Telenék (2747 m) durch die V. di Campovecchio und dem vom M. Torsoleto (2707 m) durch die V. Brandet abgeflossenen, gebildet hat. Dabei floß der kleinere Lappen 2,5 km talaufwärts und stirnte bei der Mündung des vom Pian di Gembro zufließenden Bach, während der Hauptast unterhalb von Córteno noch Eis vom M. Palone (2530 m) durch die V. Moranda und von N, vom Motto della Scala (2333 m) aufnahm und 1,5 km W von Édolo endete.

Im nächstjüngeren Stadium schoben sich die vereinigten Campovecchio- und Brandet-Gletscher nochmals bis Fucine vor. Auch der Moranda-Gletscher stieß erneut bis in die V. di Córteno vor und endete ebenfalls um 1000 m; dagegen stirnte der vom Motto della Scala abgestiegene Gletscher bereits auf 1400 m.

Im nächsten Stadium trafen Campovecchio- und Brandet-Gletscher nochmals zusammen. Jüngere Stände zeichnen sich erst in den Talschlüssen ab.

Im *Pian di Gembro* (1375 m), einer Moor-Hochfläche N des Aprica-Passes teuften H. Zoller et al. in P. Fitze & J. Suter ed., 1977) zwei Pollenprofile ab (S. 400f.).

Vom Monte Baitone (3331 m) stieß der *Paghera-Gletscher* noch im mittleren Spätwürm, wie eine rechtsseitige Seitenmoräne belegt (U. Ragni & G. Schiavinato in Schiavinato et al., 1969 k), bis an den Talausgang S von Vezza d'Oglio, bis 1100 m herab, vor. Jüngere Moränen verraten Zungenenden um 1300 m, unterhalb des Lago d'Aviolo um 1700 m, letzte Spätwürm-Staffeln liegen auf Marga Aviolo zwischen 1940 m und 1980 m. Aus der Val Paghera, der V. Grande und aus der Valle dell'Avio stießen Gletscher bis an die Talausgänge, bis 1100 m, vor (Gb. Dal Piaz in G. Schiavinato et al., 1953 k; Schiavinato et al., 1969 k).

Frührezente Moränen belegen einen Wiedervorstoß der Vedretta d'Aviolo bis 2100 m und der Vedr. del Venerócolo bis unterhalb von 2400 m.

Ein mittelspätwürmzeitlicher Stand der Gletscher vom Monte Seróttini (2967 m) und vom Pizzo di Pietra Rossa (3278 m) zeichnet sich oberhalb von Vezza d'Oglio um 1350 m bzw. 1440 m ab. Ebenso stieß auch der Canè-Gletscher nochmals bis gegen Temù vor.

Eine jüngere Stirnmoräne liegt bei Ponte di Legno, wo sich eine rechtsufrige Moräne des Pisgana-Gletschers aus dem Adamello-Massiv quer über das oberste Oglio-Tal legt und ein Zungenbecken abdämmt (A. Penck in Penck & Brückner, 1909; Schiavinato et al., 1953 k; G. B. Castiglioni, 1961). Zugleich empfing die sie schüttende Zunge des Oglio-Narcello-Gletschers noch einen Zuschuß von Ogliolo-Eis von den beiden Talflan-

ken der zum flachen Sattel des Tonalepasses ansteigenden Val Sozzione. Der Albiolo-Gletscher nahm die Hochfläche des Paßgebietes ein. Noch im letzten Spätwürm hing der Ogliolo-Gletscher aus dem Becken des Lago di Monticello bis unter 1700 m herab, und auch der Albiolo-Gletscher stieß nochmals gegen den Tonalepaß vor. Nach dem Abschmelzen bildete sich ein seichter See, der im Holozän zum Torfmoor verlandete.
In einem Pollenprofil am *Tonalepaß* fand A. Horowitz (1975) in 3,3 m Tiefe plastische Tone mit *Juniperus* und *Artemisia*, etwas *Pinus* und ganz wenig *Quercus* und *Alnus*, an Nichtbaumpollen: Gramineen und Cyperaceen. In 2,6 m wird *Pinus* vorherrschend; daneben treten *Alnus*, *Quercus*, *Corylus*, *Betula* und vereinzelt *Juglans* auf. Doch bleiben die Baumpollen noch immer unter 30%. Eine ^{14}C-Datierung ergab 9720 ± 300 Jahre v. h. Von 2,6 bis 1,85 m steigen die Baumpollen erstmals auf über 60% an. *Pinus* fällt zurück. *Alnus* und *Picea* herrschen bei geringem Anstieg des Eichenmischwaldes mit *Corylus* vor; zugleich erscheint *Salix*. Eine Probe in 2,05 m Tiefe ergab ein ^{14}C-Alter von 7580 ± 290 Jahren v. h. In 1,85 m fallen *Picea* und *Salix* stark zurück; *Pinus* und *Alnus* steigen an. Gramineen und Cyperaceen erreichen ihre geringsten Werte; erneut tritt *Artemisia* auf. Von 0,8 m an fallen die Baumpollen zurück; Gramineen und Cyperaceen zeigen wieder höhere Werte. *Picea* herrscht vor; *Pinus* und die Elemente des Eichenmischwaldes halten sich bei relativ hohen %-Werten. *Alnus* und *Corylus* fallen zurück; *Betula* erscheint und gegen oben tritt auch etwas *Abies* auf. Von 0,4 m an nehmen Gramineen und Cyperaceen erneut zu; *Picea* fällt stark zurück. *Alnus* und der Eichenmischwald nehmen deutlich zu, und *Abies* zeigt einen deutlichen Gipfel; ebenso erscheint *Fagus*.
Im höchsten Abschnitt zeigen Gramineen und Cyperaceen sowie *Picea* noch immer fallende Tendenz. *Corylus* und *Salix* erscheinen wieder; *Castanea* steigt gegen 5% an. Daneben stellen sich wiederum einige % von *Artemisia* ein.
In der hinteren Valle Narcanello hinterließ der Oglio-Gletscher jüngere Moränen und einen markanten Wall auf der nordwestlichen, 200 m hohen Felsrippe.
Zur Zeit der frührezenten Klima-Rückschläge stieß die Vedretta di Pisgana von der Punta del Venerócolo (3323 m) bis an den Felsabsturz um 2300 m vor. Heute endet ihre Zunge auf 2550 m, diejenige des Gletschers vom Corno di Bedole (3221 m) auf 2400 m. Der Oglio-Frigidolfo-Gletscher vom Monte Gáfia (3223 m) und vom Corno dei Tre Signori (3360 m) stieg durch die Valle delle Messi bis unterhalb Pezzo ab, wo er Moränenterrassen aufstaute und um 1400 m stirnte. Damit stellt auch das Gebiet des Corno dei Tre Signori ein Vereisungszentrum dar. Von diesem floß Eis gegen E zum Noce- und damit zum Etsch-Gletscher, gegen NW durch die Val di Gávia und die V. Furva zum Adda-Gletscher (S. 410) und schließlich gegen S ins Oglio-System ab.

Zur Ur- und Frühgeschichte der Val Camónica

Älteste Siedlungsspuren reichen auch in der Val Camónica bis ins Neolithikum zurück. Vorab bei Capo di Ponte und Cemmo sind seit 1909 (G. Laeng, 1910) zahllose Felsgravuren in permischem Sandstein bekannt geworden (E. Süss, 1956, 1972; E. Anati, 1968, 1970, 1974, 1975; A. Priuli, 1981; D. Evers & L. Pauli, 1981; V. Fusco & M. Mirabelli-Roberti, 1981). Sie bekunden von Sónico bis Pisogne sowie in den Seitentälern eine über 2000 Jahre währende Kulturgeschichte eines räto-ligurischen Volksstammes. Da etwas ältere Felszeichnungen vom Monte Bego beim Colle di Tenda in den W-Alpen bekannt geworden sind (C. Bicknell, 1913; M. Louis & G. Isetti, 1964), dürften

Fig. 161 Unter den Felszeichnungen der Val Camónica ist auch der Kesselwagen – wie in Strettberg (Judenburg, Steiermark) – vertreten. Hallstatt-Zeit (8.–5. Jahrhundert v. Chr.).
Aus: L. Pauli, 1980, nach: Arte preistorica della Valcamonica – Ausstellungskatalog, Milano 1974, Nr. XI–15.

Alter v.h.	Stufe	Klima	Vegetation Tonale	Vegetation Iseo	Alter v.Chr.	Archäolog. Kulturen	Camuner Perioden
	Sub-Atlantikum	kühl	Erlen-, Föhren- und einige Eichenwälder	Erlen- und Eschenwälder mit Edelkastanie		Gegenwart Mittelalter Römische Zeit	Historisch
					16		
2500		kalt				Eisenzeit	IV
					800		
	Subboreal	warm	Erlen-, Rottannen und Eichenwälder	Eichen- und Eschenwälder		Bronzezeit	III
					2000		
						Kupferzeit	
5000					2800		II
	Atlantikum	warm und humid	Rottannenwälder	Eschen- und Eichenwälder		Neolithikum	I
					5000		
7500		kalte, trockene Phase					Hiatus
	Boreal	warm	Erlen- und Rottannenwälder	Hasel, und Eichenwälder		Epi-Paläolithikum	Proto-Camunian
					7000		
10000	Präboreal	kühl	Föhren- und Birkenwälder	Föhren- u. Birken- und einige Erlenwälder		Paläolithikum	
					9000		
11000	Spät-Glazial	kalt	Artemisia- und Wacholdersteppe	Steppe ?			

Fig. 162 Vegetation und Urgeschichte nach A. Horowitz (1975).

die Camuni, wie die Römer ihre Vorgänger bezeichnet haben, aus jenem Gebiet stammen. Bei den Gravuren lassen sich drei verschiedene Epochen auseinanderhalten:
- eine erste frühbronzezeitliche (1800–1500 v. Chr.) mit stilisierten menschlichen Figuren,
- eine mittel- bis endbronzezeitliche (1500–900 v. Chr.), die besonders in Cemmo entwickelt ist, und die sich durch Tierfiguren – Steinbock, Fuchs, Hirsch, Wisent –, Dolche, Ochsen am Pflug, Sonnen, stilisierte menschliche Figuren, Pferde und Hellebarden, auszeichnet. Ebenso sind sie mit schematischen Zeichnungen von Pfahlbauten bereichert (K. Keller-Tarnuzzer, 1955) und lassen auch das Rad erkennen (S. Fumagalli, 1955) und schließlich
- eine eisenzeitliche (900–200 v. Chr.) am Felsen von Naquane mit erzählenden Szenen.

Die Daten aus den Pollenprofilen vom Tonalepaß (S. 322) und vom Iseo-Moor (S. 316f.) sowie jene aus den urgeschichtlichen Belegen der mittleren Val Camónica versucht A. Horowitz (1975) zu einer zeitlichen Abfolge der sich wandelnden Umwelt in der Val Camónica zusammenzustellen.

Wie aus den Funden hervorgeht, pflegten die Camuni Beziehungen einerseits zur Remedello-Kultur am Südalpen-Rand, anderseits zur Aunjetitzer Kultur in Bayern und in Böhmen. In der Frühbronzezeit bestanden Kontakte zur Polada-Kultur des Gardasee-Gebietes und von 1600 v. Chr. an über 200 Jahre Handelsbeziehungen zu den Mykenern. Da ähnliche Felszeichnungen auch im Veltlin – Caven und Grósio – und aus dem oberen Etsch-Gebiet – Algund/Lagundo und Tramin/Termeno – bekannt worden sind, bestanden bereits damals Verkehrswege über den Aprica-Paß und über den Passo del Mortirolo ins Veltlin sowie über den Tonale ins obere Etschgebiet.

Um 600 v. Chr. lernten die Camuni von den Etruskern die Schrift. Daneben verraten die Felszeichnungen auch illyrisches und keltisches Kulturgut.

In Lóvere sind Kulturreste aus dem 4. und 3. vorchristlichen Jahrhundert erhalten. Von 138 v. Chr. an wurde der römische Einfluß vor allem im S immer stärker, und mit dem Einmarsch der Römer um 16 v. Chr. versank in der Val Camónica eine über 2000 Jahre alte Kultur. Von Lóvere sind römische Gräber bekannt geworden. Rognum – Rogno – damals noch am oberen Ende des Lacus Sebinus – Iseosees – gelegen, war ein römischer Pagus – Gau – der unteren Val Camónica. Bereits im 4. Jahrhundert bestand dort, wie in Lóvere, eine erste Kirche, aus der sich bis ins 7. Jahrhundert allmählich ein kirchliches Zentrum entwickelt hatte. In Capo di Ponte stand ein römischer Wachtturm. Eine Kirche reicht dort bis ins 6. Jahrhundert zurück. Bei Sónico, unmittelbar S der Verzweigung der Paßrouten über den Tonale und über den Aprica-Paß, steht im Flußbett des Oglio eine römische Brücke (A. Priuli, 1979, 1981).

Brixia – Brescia – als Hauptstadt der keltischen Cenomanen schon um 225 v. Chr. mit Rom verbunden, war unter Augustus zu einer römischen Kolonie mit Marktplatz und Capitol geworden.

Nach dem Zerfall des römischen Reiches war Brescia jahrhundertelang Mittelpunkt der Langobarden. Eine später niedergebrannte Basilika reicht bis ins 8. Jahrhundert zurück. Breno mit der Burgruine und Saltus – Solto – werden erstmals im 9. Jahrhundert erwähnt.

Der Sério-Gletscher

Bei Clusone nahm der von der östlichen Catena Oróbica, von der Pizzo del Diavolo–P. Redorta–Monte Torena-Gruppe genährte *Sério-Gletscher* in den Höchstständen das

Fig. 163 Verkittete ältere Schotter (rechts oben) und schräggeschichtete jüngere Sedimente (Vordergrund), die bei S. Lorenzo SE von Clusone in einen Eisstausee geschüttet worden sind.

Fig. 164 Eistektonisch verformte verkittete Schotter W von Villa d'Ogna im Mündungsbereich des Torrente d'Ogna in den Sério.

Fig. 165 Noch in der Würm-Eiszeit floß Sério-Eis über den Sattel von Madonna di Sende (links der Bildmitte) und von Groppino (linker Rand) ins Becken von Clusone und vereinigte sich mit dem von der Presolana zugeflossenen Gera-Gletscher (rechts). Diese Eismassen trafen eben noch mit dem Borlezza-aufwärts vorgedrungenen Lappen des Oglio-Gletschers zusammen (rechts, außerhalb des Bildes). Photo: Ferrari, Clusone.

von Lóvere durch die Val Borlezza vorgedrungene Oglio-Eis auf. Vom Pizzo della Presolana (2521 m) mündete, durch eine Mittelmoräne dokumentiert, der *Gera-Gletscher*, der über den Paß noch Zuschuß von *Angolo-Eis* erhielt (S. 312). In der Würm-Eiszeit stauten sich bei Clusone zwischen den drei Eisströmen Schotter auf, zugleich bildeten sich Rundhöckerzeilen aus (Fig. 163, 165 und 166).

Bei Villa d'Ogna N von Clusone glaubte M. Chardon (1966, 1975) in dem aus der Valle d'Ogna austretenden Schuttfächer eine jungpleistozäne Störung zu erkennen. Diese Fältelung (Fig. 164) ist jedoch auf würmzeitliche Eistektonik zurückzuführen. Gegen S geht der Schuttfächer in die Schotterterrasse von Piario über. Diese wird von mächtigen, stark zementierten Schottern aufgebaut, auf denen SW von Clusone die würmzeitlichen Moränen von La Selva liegen. Da ihr auch N von Piario Erratiker aufliegen, sind diese sicher prähochwürmzeitlich. H. Haupt (1938) und A. Desio (1945) haben sie als Riß/Würm-interglazial betrachtet, da sie gegen Ponte della Selva eine ferrettisierte Riß-Moräne bedecken. Diese haben Desio & S. Venzo (1954k) als 1 m tief verwitterte rißzeitliche Ablagerungen dargestellt und mit dem Hauptniveau des südalpinen Vorlandes verbunden. Chardon (1975) dagegen verbindet die glazifluvialen Konglomerate aufgrund der Lagebeziehung mit dem paläontologisch besser zuzuordnenden Profil des 12 km WSW gelegenen Leffe (S. 304ff.) und hält sie für unteres Villafranchiano.

In der Valle Seriana erkannten A. Stoppani (1880) und A. Varisco (1881k) bei Ponte Nossa würmzeitliche Endmoränenreste, die auf Niederterrassenschottern sitzen. Diese entsprechen einem Stau aus der Val Nossana, durch die von der Cima del Fop (2322 m) ein Seitengletscher zufloß.

Fig. 166 Der östliche Teil des Beckens von Clusone, in dem sich noch in der Würm-Eiszeit Eis aus der Valle Seriana, der Gera-Gletscher von der Presolana (2521 m) und das über das Giogo della Presolana (1297 m) zugeflossene Eis vereinigt hatten. S von S. Lorenzo hat sich zwischen diesen Eismassen und dem durch die Val Borlezza eingedrungenen Arm des Oglio-Gletschers ein Eisstausee gebildet, in den warwige Silte und Schotter geschüttet worden sind. Photo: FERRARI, Clusone.

Fig. 167 Die Terrasse von Casnigo mit verkitteten älteren Schottern an der Straße Colzate–Casnigo. Dahinter die Val Gandino und die Kette Pizzetto (1209 m; Bildmitte)–Monte Grione (1380 m; linker Bildrand).

Fig. 168 Die Terrasse von La Selva unterhalb von Villa d'Ogna in der mittleren Val Seriana. Im Aufschluß stehen würmzeitliche (?) Sério-Sande an, die von einer 2 m mächtigen Grobblocklage, einer würmzeitlichen Moräne bedeckt werden.
Photo: Prof. G. NANGERONI.
Aus: R. ZAMBELLI, 1975.

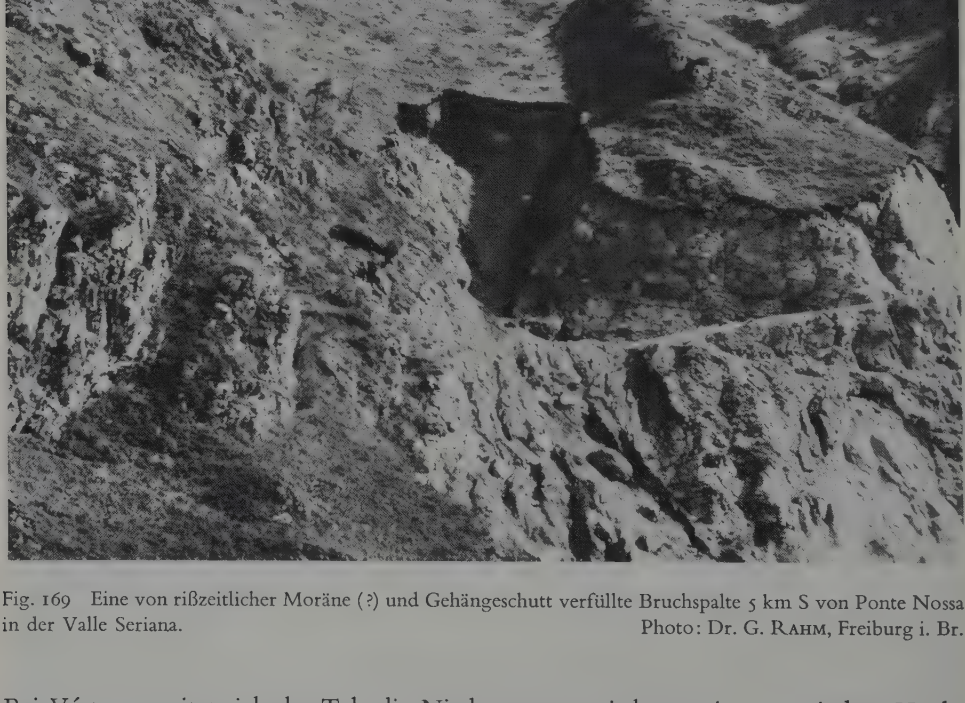


Fig. 169 Eine von rißzeitlicher Moräne (?) und Gehängeschutt verfüllte Bruchspalte 5 km S von Ponte Nossa in der Valle Seriana.
Photo: Dr. G. RAHM, Freiburg i. Br.

Bei Vértova weitet sich das Tal; die Niederterrasse wird von einer «typischen Hochterrasse» (A. PENCK in PENCK & BRÜCKNER, 1909) überragt.
Von der Mündung der Val Gandino in die V. Seriana an haben sich talauswärts markante Terrassen ausgebildet. Die höchste liegt bei Casnigo 100 m (Fig 167), bei Albino 9 km Sério-abwärts noch gut 50 m über der Talaue. Zwischen Cene und Valalta haben sich sie überragende Rundhöcker ausgebildet. Die mit 15‰ gegen SW einfallende Schotter-

Fig. 170 Aus dem heute künstlich höher gestauten Becken von Barbellino (1860 m) stürzte früher der dreifache Sério-Fall über 315 m. Noch im jüngeren Spätwürm hing über diese Wand eine Eiskaskade bis gegen 1500 m herab. Photo: Carminati, Zogno. Aus: R. Zambelli, 1975.

flur liegt einem Hauptdolomit-Rhätkalk-Relief auf, enthält zahlreiche Kalk- und Dolomit- sowie häufig auch Verrucano-Geschiebe, ist in ihren tieferen Teilen stark verkittet und führt oben auch Kristallingerölle. Sie trägt einen tiefgründig braun verwitterten Boden. Die lokal auftretende, diffus intensive Rotfärbung ist wohl auf eine aufgearbeitete obermiozäne (?) Bodenbildung zurückzuführen.

In der Val Gandino dürfte der aus der Conca del Farno und aus der Valle Diana gegen SW abgestiegene *Romma-Gletscher* die Schotterflur von Casnigo abgedämmt haben, so daß bei *Leffe* eine mächtige Quartär-Abfolge mit Schieferkohlen aufgestaut worden ist (Bd. 1, S. 148; Bd. 3, S. 304ff.).

Schon Stoppani (1880) hat ihre Bildung mit glazialer Schotterhäufung in Verbindung gebracht. Penck (in Penck & Brückner, 1909), F. Lona (1950), S. Venzo (1950, 1952, 1957), V. Vialli (1956), H. W. Zagwijn (1957a, b), F. Lona & M. Follieri (1957, 1958) versuchten auf palynologischer Grundlage und mit Säugerfunden die pleistozäne Geschichte in dieser für die zeitliche Einstufung und damit für die Geschichte des Eiszeitalters am Alpen-Südrand bedeutsamen Abfolge nachzuzeichnen (S. 307ff.).

Durch Schmelzwässer des Sério- und des Romma-Gletschers sowie durch den Torrente Lujo ist die linke Schotterflur, die bei Casnigo leicht gegen die Val Gandino einfällt, zerschnitten worden. Das wohl rißzeitliche Zungenende des Sério-Gletschers dürfte

Fig. 171 Die Sandebene in der oberen Val Bondione, einem Quellast des Sério, wurde von einem Wildbach in ein ehemaliges Seebecken geschüttet. Photo: Prof. G. Nangeroni. Aus: R. Zambelli, 1975.

wenig unterhalb von Albino gelegen haben, während dieses zur Zeit der tieferen, stark zementierten Schotter des Villafranchiano mit zahlreichen großen kieseligen Kalkgeröllen und vereinzelten Verrucano-Geschieben bis Gazzaniga gereicht haben dürfte.
Auf der S-Seite der V. Seriana sind in der V. Lujo hinter Fiobbio SE von Albino um 400 m einige Erratiker entdeckt worden (R. Zambelli, mdl. Mitt.). Sie bekunden, wie der Gneis-Block E von Cenate di Sopra in der unteren Val Cavallina (S. 318), einen Vorstoß des Sério-Gletschers bis über Albino hinaus.
Vom M. Cavlera (1178 m) stieß eine Eiszunge, wie stirnnahe Moränen unterhalb des Klosters von S. Patrizio belegen, noch in der Würm-Eiszeit bis fast in die Talsohle vor. Die Hochflächen des Monte Formica (1637 m), des M. Fogarolo (1529 m) und des M. Grione (1380 m) waren in der Würm-Eiszeit verfirnt. Eiszungen hingen gegen S, gegen Gandino bis 700 m, und N, gegen Clusone und Ponte Selva, herab, wo sie sich mit dem frontalen Sério-Gletscher vereinigt hatten.
Während der Sério-Gletscher aus den Seitentälern, aus der Valle di Nalzurio, die bei Ogna mündet, aus der V. Canale, der V. del Goglio und aus der V. Sedornia noch bedeutende Zuschüsse erhielt, reichten Ogna- und Acquilina-Gletscher im Abschmelzstadium von Gromo bis in die V. Seriana. Der Goglio-Gletscher aus dem seenreichen Hochgebiet des Monte Corte (2493 m)–M. Pradella (2626 m)–M. Cabianca (2601 m) vereinigte sich noch mit dem fast 2 km S von Gromo stirnenden Sério-Gletscher. Ein nächster Halt zeichnet sich bei Gromo-S. Marino ab. Dabei stieß der Sedornia-Gletscher nochmals bis in die V. Sério vor. Als der Nero-Gletscher vom Pizzo del Diavolo (2914 m), der Cima Soliva (2710 m) und vom Pizzo di Redorta (3038 m) NW von Fiumenero stirnte und seine Schmelzwässer den Schuttfächer in die V. Seriana schütteten, vereinigten sich Sério- und der von S zufließende Bondione-Gletscher bei Valbondione. Dann stirnten Sério- und der von N, aus dem Kar zwischen P. di Redorta und P. di Coca

(3050 m) abgestiegene Coca-Gletscher bei den Case di Grumetti, etwas unter 1000 m. Im letzten Spätwürm fiel die Zunge des Sério-Gletschers aus dem Becken des heutigen Barbellino-Stausees über die Steilwand der 315 m hohen Sério-Fälle bis auf 1300 m herab. Im hinteren Barbellino-Becken hat sich zwischen zwei Gletscherzungen ein fast pilzförmiger Rundhöcker ausgebildet.
Die frührezenten Klima-Rückschläge ließen die Vedretta del Trobio vom Pizzo Recastello (2886 m) und vom Monte Gleno (2882 m) noch bis 2400 m absteigen. Heute (Carta delle Orobie, 1979) ist er auf zwei kleine Firne zurückgeschmolzen, die auf 2550 m bzw. auf 2650 m enden.
Im frühen Spätwürm reichte der *Gera-Gletscher* von der Presolana (2521 m) bis gegen Castione della Presolana. In einem jüngeren Stadium hing von dieser Gebirgsgruppe eine Zunge bis unterhalb von 1200 m herab.

Der Brembo-Gletscher

Von der zentralen Catena Oróbica, vom Pizzo dei Tre Signori–Corno Stella–P. Diavolo (2914 m), sammelte sich das Eis zum *Brembo-Gletscher*, der über Piazza Brembana durch die Valle Brembana gegen S abfloß. Da diese auf drei Seiten von hohen Pässen umgeben ist, entwickelte sich in ihr ein selbständiges Gletschersystem (A. Penck in Penck & Brückner, 1909; H. Haupt, 1938; S. Venzo in A. Desio & S. Venzo, 1954k).
Ein linksseitiges stirnnahes Schmelzwassertal läuft N von Bergamo gegen SE in die Ebene aus. Die höchste Terrasse ist von Ferretto bedeckt; diese selbst ist damit sicher prärißzeitlich, wohl gar prärißzeitlich. In der nächsttieferen Terrasse von Alme–S. Tomè am Talausgang finden sich bis über 30 cm große Geschiebe, vorab Verrucano.
Bereits A. Stoppani (1880) fand in der Schlucht zwischen Piazza Brembana und Camerata verkittete Schotter mit gekritzten Geschieben. Desio & Venzo (1954k) geben solche auch N von Ambria und rote, tonige Moräne noch E von Zogno an. Sie bekunden wohl das würm- bzw. das rißzeitliche Ende des Brembo-Gletschers.
NE von Zogno erhebt sich E des Brembo eine 40 m hohe Terrasse, wohl eine Stauterrasse zwischen dem Brembo und dem von der Canto Alto-Kette (1146 m) abgestiegenen Eis. Weiter Brembo-abwärts mündeten Schmelzwässer des noch in der Würm-Eiszeit bei Brembilla stirnenden *Brembilla-Gletschers*.
In der Riß-Eiszeit floß ebenfalls durch die weiter Brembo-abwärts mündende Val Imagna ein Gletscher von der Kette des Monte Resegone (1875 m) und ein weiterer von den Canti (1563 m) bis gegen den Talausgang, mindestens bis Strozza. Selbst in der Würm-Eiszeit reichte der *Imagna-Gletscher* zunächst bis über S. Omobono-Imagna hinaus, später noch bis gegen das Dorf. Im frühen Spätwürm hingen vom Monte Resegone kleine Eiszungen in die Quelläste der Imagna herab.
Bei S. Pellegrino stellt sich eine 150 m über dem Brembo gelegene Terrasse ein. In der Val Asnera und in der V. Salvarizza wurden offenbar durch den Brembo-Gletscher, der damals noch den Serina-Gletscher aufnahm und vor Zogno stirnte, Seen aufgestaut.
Der *Enna-Gletscher* von der Kette der Cima di Piazzo (2057 m)–Monte Aralalta (2006 m) und vom M. Resegone di Lecco (1875 m) lieferte einen letzten Zuschuß von W. Dabei verlor er allerdings bereits über die Forcella di Bura (884 m) Eis ins Brembilla-Tal, was durch Rundhöcker, Moränenreste und Erratiker in der obersten V. Brembilla belegt wird.
Bei S. Giovanni Bianco deuten eine 60 m über dem Brembo gelegene Terrasse sowie

absteigende Moränenreste nach der Vereinigung des aus der Val Taleggio austretenden Enna-Gletschers mit dem Brembo-Gletscher auf ein würmzeitliches Zungenende.
Aus der Val Taleggio ist von Olda eine mächtige, von der Erosion wieder erfaßte und daher allenfalls nur in ihrem jüngsten Teil subrezente Kalktuff-Terrasse bekannt geworden (R. Zambelli, mdl. Mitt.). Diese Tuffe enthalten zahlreiche Blätter von *Salix*, *Quercus*, *Corylus* und *Fagus*, Nadeln von *Pinus* sowie Eicheln (Naturhist. Mus. Bergamo).
Eine jüngere, würmzeitliche Schutterrasse bildete sich bei Piazza Brembana, wo der Brembo-Gletscher den stirnenden *Stabina-Gletscher* staute.
Von der Corna Grande (2089 m), von der Cornetta (2051 m) und vom M. Aralalta sowie von der Kette des Pizzo dei Tre Signori (2554 m) stiegen Eisströme ab und hinterließen teilweise mächtige stirnnahe Seitenmoränen, die Zungenenden um gut 800 m und um 950 m belegen. Der vom P. dei Tre Signori abgestiegene *Inferno-Gletscher* stieß zunächst bis tief in die Valle di Ornica vor, hinterließ später aber auch um Ornica Moränen.
In der Val Mora haben die um Sta. Brigida und Averara zusammentreffenden Gletscher zahlreiche Rundhöcker entstehen lassen. Noch im mittleren Spätwürm vereinigten sich die Eiszungen aus den Quellästen bei der Casera Ponteranica und stirnten um 1550 m.
In der Val Mezzoldo hat das Eis bei Piazzolo und Piazzatorre in kleineren Seitentälern Schutterrassen gestaut. Im Quellgebiet reichen die höchsten spätwürmzeitlichen Moränen (P. Casati & M. Gnaccolini, 1967) bis auf 1900 m.
Das glazial übertiefte Becken von Branzi wurde von Moränen und einem seitlichen Schuttfächer abgedämmt und von Obermoräne und Alluvionen hinterfüllt.
Oberhalb von Branzi stießen um 1100 m zwei Moränenstaffeln eines nächsten Stadiums (= Chiuro-Stadium?) vor. Als Seitenmoränen lassen sie sich noch etwas talaufwärts verfolgen. Zugleich stieg vom M. Secco (2293 m) ein Gletscher durch die Val del Vendullo bis an den Brembo herab.
In der Val Brembo di Fóppolo enden markante Moränenwälle eines jüngeren Stadiums in der Mündungsschlucht um 1400 m. In der von NW mündenden Val Brembo di Valleve reichte das Eis vom Monte Cavallo (2333 m), vom Passo di Tártano und vom M. Cadelle (2483 m) bis gegen 1450 m herab. Prachtvolle Endmoränen dieses Standes umschließen die Alpe Arale auf 1600 m; innere Staffeln des vom M. Cavallo abgestiegenen Gletschers bekunden Zungenenden um 1700 m. Sie dämmen den Lago Arale ab.
Jüngere spätwürmzeitliche Moränen verraten am M. Cavallo einen Vorstoß gegen NE bis auf 1800 m und einen solchen gegen NW bis 1900 m herab. Eine höchste Moräne belegt einen bis 2000 m abgestiegenen Gletscher (D. A. Hartmann, 1976). Vom M. Pegherolo (2369 m) hingen im Arale-Stand zwei N-exponierte Zungen bis 1500 m herab.
Noch im letzten Spätwürm waren auch die Kare des M. Cadelle und des M. Toro (2542 m) verfirnt. Vom S vorgelagerten Seengebiet hing eine Zunge bis 1800 m herab.
Im Hauptquellast der Valle Brembana endete der Brembo-Gletscher zunächst hinter Carona auf 1250 m. Die Seengebiete SE von Carona und die obersten Quelläste des Brembo mit ihren Karseen waren noch im letzten Spätwürm vergletschert.
Im Gegensatz zum Quellgebiet des Sério ist dasjenige des Brembo infolge der SW-Exposition seiner höchsten Gebiete heute ausgeapert.
Aus dem Talschluß der *Val Parina*, von der Cima di Menna (2300 m), der Corna Piana (2302 m), vom Pizzo Arera (2512 m), von der Cima Valmora (2198 m) und von der Cima di Grem (2049 m), floß Parina-Eis einerseits durch das schluchtartige Tal im Schatten der Kette Monte Castello – M. Vaccaregio (1474 m) zum Brembo-Gletscher. Anderseits verlor der Parina-Gletscher E von Zambla Alta Eis über den Colle di Spinelli

(1238 m) und den C. di Zambla (1253 m) an den Riso-Gletscher, einen Zufluß des Sério-Gletschers. Aus dem Gebiet von Oltre il Colle floß sodann Parina-Eis über den Sattel von Valpiana (1020 m) in die Valle Serina, was neben den Rundhöckern von Zambla Bassa (1105 m) und von S. Bartolomeo auch durch Erratiker um Serina belegt wird. Vom Monte Alben (2019 m) erhielt dieser Arm noch einen Zufluß. Rundhöcker bei Lepreno, Cornalba, Bagnella, Gazzo und Bracca verraten ein Zungenende unterhalb der Mündung der Ambriola. Dabei dürfte er auch aus der V. Ambriola vom Monte Suchello (1542 m) und vom M. Poieto (1360 m) einen Zuschuß erhalten haben, worauf Blöcke über der Talmündung hindeuten.
Zur Riß-Eiszeit mag auch der über Serina abgeflossene Arm des Parina-Gletschers sich W von Ambria noch mit dem Sério-Gletscher vereinigt haben.

Zur Ur- und Frühgeschichte der Bergamasker Täler und ihres Vorlandes

Belege aus dem mittleren Paläolithikum – Werkzeuge, Schmuck sowie Knochenreste eines weiblichen Neandertalers – sind in der Grotte Buco del Corno bei Vigano S. Martino in der Val Cavallina entdeckt worden (C. Corrain & M. Capitanio, 1967; O. Cornaggia-Castiglioni & E. Pezzoli, 1970; V. Fusco, 1971). Reste aus dem Spätneolithikum waren bereits A. Stoppani (1875) bekannt. In den Pfahlbauten im Torfmoor von Iseo sind spätneolithische Pfeilspitzen gefunden worden.
Knochenwerkzeuge und eine Hammeraxt von Fornova S. Giovanni, eine Axt und ein Silex-Dolch von Mozzanica SE von Treviglio belegen das Spätneolithikum im Vorland.
Von der Bus de la Scabla bei Aviático am Monte Poieto sind neben Knochen spätneolithische Keramik, durchbohrte Schweinezähne und – zusammen mit Begleitfunden der ausgehenden Bronze- und der frühen Eisenzeit – auch menschliche Reste bekannt geworden (Corrain & Capitanio, 1967; Fusco, 1967; G. P. Guerreschi, 1969). Um Zogno konnten jüngst bronzezeitliche Reste – Keramikscherben, Pfeilspitzen, Silexklingen, Ringe und durchbohrte Tierzähne – sowie menschliche Skeletteile geborgen werden.
In der Bronzezeit war auch die Tomba dei Polacchi in Rota d'Imagna, im untersten Seitental der Valle Brembana, besiedelt, was zahlreiche Funde belegen. Sie deuten auf einen Wasserkult hin (R. Poggiani-Keller, 1971, 1980, 1981).
Reiche Bronzefunde aus der Spätbronze- und aus der Eisenzeit sind durch G. Mantovani (in Poggiani-Keller, 1980) bereits 1883 von Parre in der mittleren Valle Seriana bekannt geworden. All diese Funde belegen, daß vor den Römern in den unteren Bergamasker Tälern, vorab in Parre, Orobier (von oros = Gebirge und bios = Leben), Angehörige eines Stammes noch fraglicher Herkunft (Ligurer?), wohnten. Der Passo di Brunone (2531 m) aus der hinteren Valle Seriana durch die Valle di Venina ins Veltlin wurde schon damals begangen. In Urago d'Oglio ist 1976 eine mittelbronzezeitliche Siedlung mit reicher Keramik der Bor di Pacengo-Kultur entdeckt worden (Poggiani-Keller, 1978). In die späte Bronzezeit fällt die Urne von Cologno al Sério S von Bergamo. Die Funde von Verdello und Zanica stammen aus der älteren Eisenzeit, der Fund aus dem Gräberfeld von Brembate Sotto aus der La Tène-Zeit.
Bei Castione della Presolana liegt auf einem Riedel zwischen tief eingeschnittenen Schluchten mit vorzüglicher Verteidigungsmöglichkeit das «Castello», wo spätlatènezeitliche, römische und mittelalterliche Siedlungsreste festgestellt worden sind (Poggiani-Keller, 1980). Auch Bergamo – Bergomum – ist bereits vorrömisch, als Gründung

der Orobier, angelegt worden. Aus römischer Zeit stammen zahlreiche Gedenksteine, Inschriften, Statuen, Fresken, Mosaike und Münzen (G. Finazzi, 1876), das Forum (E. Fornoni, 1895), die Arena, Mauerreste (Fornoni, 1890), die Teodolina-Brücke an der Straße nach Lecco – Leuci – und das Gräberfeld von Curno W von Bergamo (Poggiani-Keller, 1980). Auch von Gorle E von Bergamo sind römische Funde bekannt.
Von Predore am Iseosee sind Reste des Mosaikbodens einer römischen Villa aus der Wende 2./3. Jahrhunderts freigelegt und Bronzemünzen gefunden worden. Gallische Münzen wurden in Verdello, römische von Bergamo, Albino und Morengo bekannt (Poggiani-Keller, 1980). In der V. Brembana ist bei Fondra eine Römerbrücke erhalten.
In nachrömischer Zeit wurde Bergamo langobardischer Herzogssitz. Aus frühchristlicher Zeit stammt ein kleiner Tempel in der Città alta. Goldkreuze wurden bei Loreto und zwischen Zanica und Urgnano gefunden. Bis ins 8. Jahrhundert zurück reicht S. Pietro in Croce in Cenate Sopra. Karolingisch ist ein Tempelchen in Bonate di Sotto; ins 10. Jahrhundert fällt dasjenige von S. Tomè NW von Bergamo, ins 11. die Anfänge des Felsenklosters vom Monte Mismo und ins 12. Jahrhundert zwei Kirchen im Brembate sowie das Kloster von Treviglio.
Fremde Besetzungen und Feuer führten zum Niedergang von Bergamo, der erst im 12. Jahrhundert mit dem Sieg der Bergamasker über Friedrich Barbarossa aufgefangen werden konnte. Die Abtei in Pontida geht auf das 14. Jahrhundert zurück.
In der Valle Seriana reicht Clusone – Clusonia – wegen seiner Eisen-, Zink- und Silber-Minen bis in vorrömische Zeit zurück. Aus römischer Zeit stammen die Lapide romana und Reste eines Tempels. Die Burgen von Gromo, die Türme von Credara W von Sárnico und von Bedulita in der V. Imagna stammen aus dem 12., derjenige von Ambivere W von Bergamo aus dem 13. Jahrhundert.

Zitierte Literatur

Accordi, B. (1953): Geologia del Gruppo del Pizzo Badile (Adamello sud occidentale) – Mem. I. G U. Padova, *18*.
Airaghi, C. (1917): Sui molari di Elefante delle alluvioni lombarde con osservazioni sulla filogenia e scomparsa di alcuni proboscidati – Mem. SISN, *8*/3.
– (1922): Gli orsi fossili della Lombardia con osservazioni filogenetiche – Atti SISN Milano, *61*.
– (1927): Elenco dei mammiferi fossili delle grotte lombarde – Atti SISN Milano, *66*.
Amighetti, A. (1889): Nuove ricerche sui terreni glaciali dei dintorni del Lago d'Iseo – Lóvere.
Amsler, A. (1900): La Flore interglaciaire de Pianico – Sci. phys. nat., Genève (4) *10*.
Anati, E. (1968): Capo di Ponte, Centro dell'Arte Rupestre Camuna – 4a ed. – Brescia.
– (1970): Symposium Valcamonica – Actes Symp. int. préhist., 23–28 sept. 1968.
– (1974): Capo di Ponte – Forschungszentrum der Steinzeichenkunst im Valcamonica – Capo di Ponte.
– (1975, 1978): Evoluzione e Stile nell'Arte Rupestre Camuna – Archivi, *6* – Capo di Ponte.
Andersson, G. (1910): Beiträge zur Kenntnis des spätquartären Klimas Norditaliens – In: Postglaziale Klimaänderungen – Stockholm.
Azzaroli, A. (1979): On the Occurrence of the Cervid genus *Libralces* in the Pleistocene of Italy – Palaeontogr. ital., *71* (NS *41*)/4.
Baltzer, A. (1896): Beiträge zur Kenntnis der interglazialen Ablagerungen – N. Jb. Min. G, *1*.
– (1901): Geologie der Umgebung des Iseosees – GP Abh., NF, *5*/2.
– (1912): Die in der Nähe des Iseosees Oberitaliens vorkommenden Blättermergel von Pianico-Sellere – Ecl., *12*/2.
Barbero, C. (1980): Testimonianze fossili nelle montagne bergamasche – Ghisalba (Bergamo).
Bassani, F. (1886): Su alcuni pesci del deposito quaternario di Pianico in Lombardia – Atti SISN, *29*.
Bertazzoli, A. (1982): Geologie und Mikropaläontologie der mittleren Kreide zwischen Sárnico und Capriolo und am Südende des Iseosees – DA Univ. Zürich – Dep. G I. ETH.
Bicknell, C. (1913): A guide to the prehistoric Rock Engravings in the Italian Maritime Alps – Bordighera.

Boni, A., et al. (1972k): Carta geologica delle Prealpi Bresciane a Sud dell'Adamello,Fo. W – Atti I. gU.Pavia, *22*.
Boni, A., & Venzo, S. (1968k): Fo. 47 Brescia – CG Italia 1 : 100000 – SG Italia.
Castiglioni, G. B. (1961): I depositi morenici del gruppo Adamello–Presanella con particolare riguardo agli stadi glaciali postwürmiani – Mem. IGP U. Padova, 23.
Casati, P., & Gnaccolini, M. (1967): Strutture diagenetiche nella formazione di S. Giovanni Bianco della Val Taleggio (Bergamo) - Riv. Ital. Paleont. e Stratigr., *73*/4.
Chardon, M. (1966): Un niveau quaternaire déformé par des mouvements tectoniques récents: Le cône de déjection de Villa d'Ogna (Alpes Bergamasques) – Bull. AFEQ, *3*.
– (1975): Les Préalpes lombardes et leur bordure – Thèse U. d'Aix-Marseille – Paris.
– (1977): Le Quaternaire des Préalpes lombardes et leur bordure padane – Suppl. B. AFEQ *1977*/1.
Coradazzi, P. G. (1974): Le strade romane nel Bresciano e nel Bergamasco – Brescia.
Cornaggia-Castiglioni, O., & Pezzoli, E. (1970): Elementi di corredo delle sepolture eneolitiche del «Buco del Corno» di Entratico (Bergamo) – Natura, *61*/3–4.
Cornalia, E. (1871): Mammifères fossiles de Lombardia – Carnivores, Rongeurs, Ruminants – Paléont. Lomb., *2*.
Corrain, C., & Capitanio, M. (1967): I resti schelettici delle stazioni eneolitiche del Bus della Scabla e del Buco del Corno – Atti XI e XII Riun. sci. I. Ital. Preist. e Protoist. – Firenze.
Cozzaglio, A. (1895): Paesaggi di Valcamonica. Impressioni e studii – Brescia.
de Sitter, L. U., & de Sitter-Koomans, C. M. (1949): The geology of the Bergamasc Alps, Lombardia, Italy – Leiden. G Med., 14b – Leiden.
Desio, A., & Venzo, S. (1954k): Fo. 33 Bergamo – CG Italia 1 : 100000 – SG Italia.
–, et al. (1970): Fo. 34 Breno – CG Italia – SG Italia.
Evers, D., & Pauli, L. (1981): Felsbilder in den Alpen – Regensburg.
Finazzi, G. (1876): Le antiche lapidi di Bergamo descritte e illustrate – Bergamo.
Finckh, P. (1976): Wärmeflußmessungen in Randalpenseen – Diss. ETH Zürich.
Fitze, P., & Suter, J., ed. (1977): Führer zur ALPQUA 77 der Schweiz. Geomorph. Ges. – Zürich.
Fornoni, E. (1890): Le mura antiche – Atti Ateneo Bergamo, *10*/1.
– (1895): Il foro antico – Bergamo.
Fumagalli, S. (1955): La prospettiva nei petroglifi dei palafitticoli Camuni – Sibrium, *2* – Varese.
Fusco, V. (1967): Primi risultati delle ricerche preistoriche nella grotta del Bus de la Scabla (Bergamo) – Atti XI e XII Riun. sci. Ist. Ital. Preist. e Protoist. – Firenze.
– (1971): Giacimento musteriano in una grotta delle Prealpi Lombarde – Rass. speleol. ital., *23*/3–4.
– & Poggiani-Keller, R. (1970): Aggiornamenti della preistoria della Lombardia prealpina – Ann. Benac., *3*.
– & Mirabelli-Roberti, M. (1981): Guida illustrata del Parco Nazionale delle incisioni rupestri – Milano.
Guerreschi, G. P. (1969): Reperti provenienti dal «Bus de la Scabla» (Bergamo) – Sibrium, *9* (1967–69).
Hartmann, D. A. (1976): Geologische Untersuchungen in der oberen Val Brembana (Bergamo, Italien) – DA ETH Zürich. Dep. G I. ETH.
Haupt, H. (1938): Die eiszeitliche Vergletscherung der Bergamasker Alpen – Diss. U. Berlin.
Hess, H. (1904): Die Gletscher – Braunschweig.
Horowitz, A. (1975): Holocene Pollen Diagrams and paleoenvironment of Valcamonica, Northern Italy – B. Centro camuno Stud. Preistor., 12 – Capo di Ponte.
Keller, P. (1931): Die postglaziale Entwicklungsgeschichte der Wälder in Norditalien – Veröff. Rübel, *9*.
Keller-Tarnuzzer, K. (1955): Le raffigurazioni di palafitte in Valcamonica – Sibrium, *2* – Varese.
Laeng, G. (1910): Le incisioni rupestri camune – Breno.
Lona, F. (1950): Contributi alla storia della vegetazione e del clima nella Val Padana. Analisi pollinica del giacimento villafranchiano di Leffe (Bergamo) – Atti SISN, *89*.
–, & Follieri, M. (1957): Successione pollinica della serie lacustre superiore (Günz-Mindel) di Leffe (Bergamo) – INQUA V – Madrid–Barcelona.
–, – (1958): Successione pollinica della serie superiore (Günz-Mindel) di Leffe (Bergamo) – Veröff. Rübel, *34*.
Louis, M., & Isetti, G. (1964): Les gravures préhistoriques du Monte Bégo – Itin. Ligur., *9*.
Maffei, L. (1924): Contributo allo studio della flora fossile del deposito lacustre di Pianico – Atti I. Bot. U. Pavia (3) 1.
Malaroda, R. (1954): Carta geologica della Valle di Blumone – Mem. IGP U. Padova, *18*.
Maviglia, C. (1939): Il paleolitico superiore nel giacimento pleistocenico del Buco del Piombo – Atti SISN, *78*.
– (1952): Le cosidette «fibbie» del Musteriano alpino, rinvenute a Sambughetto Valstrona (Novara) – Atti 1° Congr. internaz. Studi Liguri (1950) – Bordighera 1952.
Moebus, B. (1901): Beiträge zur Kenntnis des diluvialen Oglioglетschers – Diss. U. Bern.
Molteni, G. C. (1960): Grotto «Buco del Piombo» Erba (Como) – Brianza, *8* – Erba.
Nangeroni, G. (1963): Il fenomeno carsico sul territorio del Lago d'Iseo – Scr. ggr. C. Colamònico, Napoli.

Nangeroni, G. (1964a): Appunti sull'origine del Lago d'Iseo – L'Universo – I. Ggr. Milit. Firenze.
– (1964b): La Geomorfologia della regione del Sebino, con note sul Paesaggio Vegetale di L. Fenaroli e sul Popolamento attuale di F. G. Agostini – 19° Congr. Geografico Italiano – Como.
– (1973): Sui monti e sulle rive del Lago d'Iseo – Itin. natur. ggr. Montagne ital. – C. A. I., *3* – Milano.
Priuli, A. (1979, 1981): Preistoria in Valle Camonica – Itinerari illustrati dei siti dell'Arte Rupestre – Capo di Ponte.
Paganoni, A., & Zambelli (1981): Catalogo delle Grotte del Settore Bergamasco – Riv. Mus. Sci. nat. Bergamo, *3*.
Pauli, L. (1980): Die Alpen in Frühzeit und Mittelalter – Die archäologische Entdeckung einer Kulturlandschaft – München.
Penck, A., & Brückner, E. (1909): Die Alpen im Eiszeitalter, *3* – Leipzig.
Pinna, G. (1976): Il grande libro dei Fossili – Milano.
Poggiani-Keller, R. (1978): Un insediamento della media etá del Bronzo a Urago d'Oglio (Brescia) – Ann. Benacensi, *4*.
– (1979): Il culto delle acque nella grotta «Tomba dei Polacchi» – Ann. Benacensi, *5*.
– (1980): Il Civico Museo Archeologico di Bergamo – Guida breve – Comune di Bergamo.
– (1981): Materiale del Bronzo finale dalla grotta detta «Tomba dei Polacchi» (Rota d'Imagna, Bergamo). Nota preliminare – Studi onore Ferrante Rittatore Von Willer – Como.
Sacco, F. (1894): L'apparato morenico del Lago d'Iseo – Ann. R. Accad. d'Agric. Torino, *37*.
Salmojraghi, F. (1897): Contributo alla limnologia del Sebino – Atti SISN, *37*.
Salomon, W. (1890): Geologische und petrographische Studien am Monte Aviolo – Z. dt. GG, *42*.
– (1908): Die Adamellogruppe, ein alpines Zentralmassiv und seine Bedeutung für die Gebirgsbildung und unsere Kenntnis von dem Mechanismus der Intrusionen – Abh. g Reichs-A., *21/1* – Wien.
Schiavinato, G., et al. (1953 K): Fo. 20 M. Adamello – CG Tre Venezie 1 : 100 000 – CG Italia.
–, et al. (1969 K): Fo. 19 Tirano – CG Italia 1 : 100 000 – SG Italia.
Sordelli, F. (1879): Le filliti della Folla d'Induno presso Varese e di Pontegana fra Chiasso e Balerna nel Canton Ticino paragonate con quelle di altri depositi terziarii e postterziarii – Atti SISN, *21*.
Stoppani, A. (1871): Corso di geologia, *1* – Milano.
– (1880): Geologia d'Italia, *2;* L'era neozoica – Milano.
– (1896): Studi sulla vegetazione di Lombardia – Milano.
Süss, E. (1956): Bibliografia sulle incisioni rupestri della Valcamonica – Brescia.
– (1972): Le Incisioni Rupestri della Valcamonica – Milano.
Taramelli, T. (1898): Del deposito lignitico di Leffe in provincia di Bergamo – B. S G ital., *17*.
Trombara, C. (1952): Primi saggi per uno studio pollinologico del deposito lacustre di Pianico (Val Borlezza) – l'Ateneo Parm., *23/3–4*.
Tutin, T. G., et coll. (1964–80): Flora europaea, *1–5* – Cambridge.
Ugolini, U. (1899, 1900): Nota preliminare sulla flora degli anfiteatri morenici del Bresciano con speciale riguardo al problema delle glaciazioni – Comm. Ateneo Brescia.
Varisco, A. (1881 K): Carta geologica della Provincia di Bergamo, con N. illustr. – Bergamo.
Vecchia, O. (1953): I terreni glaciali pleistocenici dei dintorni del Lago d'Iseo – Actes 4e congrès INQUA, Rome.
– (1954): I terreni glaciali pleistocenici dei dintorni del Lago d'Iseo (Lombardia) – Atti SISN, *93/1–2*.
Venzo, S. (1949): Revisione del Glaciale nella Bassa Val Cavallina (Bergamo). Distinzione del Mindel e dei Terrazzi anaglaciali. Parallelismi colla Francia, Svizzera, Germania, Austria colla curva di Milancovič e coi livelli marini Padani – Atti SISN, *88*.
– (1950): Ritrovamento di *Anancus arvernensis* nel Villafranchiano dell'Adda di Paderno, di *Archidiskodon meridionalis* e *Cervus* a Leffe. Stratigrafia e clima del Villafranchiano bergamasco – Atti SISN, *89*.
– (1952): Geomorphologische Aufnahme des Pleistozäns (Villafranchiano-Würm) im Bergamasker Gebiet und in der östlichen Brianza: Stratigraphie, Paläontologie und Klima – GR, *40*.
– (1954): Osservazioni sulla fauna delle Grotticelle di Sambughetto Valstrona e sugli Stadi würmiani del Lago d'Orta (Novara) – Atti SISN, *93/1–2*.
– (1955): Le attuali conoscenze sul pleistoceno lombardo con partic. riguardo al Bergamasco – Atti SISN, *94*.
– (1957): Rilevamento geologico dell'anfiteatro morenico del Garda, *1* – Mem. SISN, *12/2*.
Vialli, V. (1956): Sul Rinoceronte e l'Elefante dei livelli superiori della serie lacustre di Leffe (Bergamo) – Mem. SISN, *12/1*.
Zagwijn, W. H. (1957a, b): Vegetation, climate and time-correlations in the early Pleistocene of Europe – G Mijnb., NS *19/7*. – Time correlations based on vegetation and climatic change in the early Pleistocene of Europe – INQUA V, Madrid–Barcelona.
Zambelli, R. (1975): Per i monti e per le valli della V. Seriana – Itin. natur. ggr. mont. ital., *8* – C. A. I. – Milano.
– (1981): Evoluzione tettonica e carsica del territorio orobico – Riv. Mus. Sci. nat. Bergamo, *3*.

Der Mera/Adda-Gletscher

Die Nährgebiete

Zwischen Oberengadin, Bernina-Gruppe, Piz Albris, Fuorcla di Livigno und Passo di Fraéle NW von Bormio grenzt das Einzugsgebiet des Mera/Adda-Gletschers an dasjenige des Inn-Systems. In den hochglazialen Ständen floß Eis von der Kulmination zwischen St. Moritz und Pontresina nicht nur Engadin-abwärts, sondern auch -aufwärts. Mit Zuflüssen aus dem Julier-Lagrev-Gebiet, der Val Fex und der V. Fedoz floß dieses über den Maloja ins Bergell, nahm aus dem Forno-Gebiet den Orlegna-Gletscher auf und traf bei Casaccia auf den Maira/Mera-Gletscher aus dem Duan-Gebiet. Aus der Castello-Sciora-Badile-Gruppe traten Albigna- und Bondasca-Gletscher hinzu. Bei Chiavenna vereinigte sich der Mera-Gletscher mit dem vom Tambo- und Suretta-Gebiet zugeflossenen Liro- und vor dem Comer See mit dem Adda-Gletscher.

Die aus den Firngebieten des Ortler und den westlichen Quelltälern der Adda gegen Bormio abgestiegenen Eismassen vereinigten sich bei Tirano mit dem Poschiavino-Gletscher. Da das Bernina-Eis durch das gefällsarme Engadin nicht rasch genug abzufließen vermochte, erhielt der Poschiavino-Gletscher über den Berninapaß Zuschüsse aus der Val da Fain, der V. Minur, von der Pers-Cambrena-Kette und gar noch vom Morteratsch-Gletscher, der sich in der Val Bernina aufspaltete. Dabei floß ein Arm über die bis auf 2600 m emporreichenden Rundhöcker der Collinas NE des Munt Pers.

Über die Passi d'Eira (2209 m), di Foscagno (2291 m) und über den Passo di Val Trela (2295 m) und die Val d'Alpisella (2268 m) stand das dem Inn-System tributäre Eis des oberen Spöltales, der Valle di Livigno und über den Passo di Fraéle (1952 m) jenes der Val Mora mit dem Adda-Eis in Verbindung. Zwischen dem Passo di Foscagno und der V. Mora haben ausräumendes Eis und Schmelzwässer längs eines vorab im Hauptdolomit, in den Rhätkalken und in den Liasschiefern ausgeprägten Kluftsystems im Laufe des Quartärs zu einer markanten Talbildung geführt. Damit haben sich neben den Pässen noch weitere Durchflußmöglichkeiten ausgebildet (Fig. 172).

Aufgrund eisüberprägter Sättel und Grate – Masucco (2258 m), Dosso di Réit (2270 m) – dürfte die Eisoberfläche um Bormio in den würmzeitlichen Höchstständen um 2250–2300 m gestanden haben, über der obersten Val Trela auf über 2450 m und über dem Passo di Fraéle gar um 2500 m. Ebenso floß Adda-Eis über die Sättel zwischen Monte Varadega (2634 m) und M. Pádrio (2153 m), später – durch den mündenden Poschiavino-Gletscher nach S abgedrängt – über die Rundhöcker zwischen M. Pádrio und Aprica-Paß in die Val Camónica zum Oglio-Gletscher über (S. 312).

In der Valtellina lieferten der Mállero-Gletscher aus der Val Malenco, der Másino-Gletscher sowie jene von der Catena Oróbica die bedeutendsten Zuflüsse.

Am Zusammenfluß von Mera- und Adda-Gletscher stand das Eis in der Riß-Eiszeit – aufgrund überschliffener Grate – auf rund 1850 m, im Würm-Maximum an der Konfluenz W des M. Bassetta (1746 m) noch bis auf 1680 m. Auch W der Mera scheint zwischen Monte Berlinghera (1930 m) und P. Sasso Canale noch Eis durch den Sattel der Bocchetta Chiaro (1666 m) geflossen zu sein (Dr. P. Heitzmann, mdl. Mitt.).

In der Comer See-Talung fiel der gegen SW abfließende Mera/Adda-Gletscher, dessen Mächtigkeit in der Würm-Eiszeit am Zusammenfluß um 1600 m betrug, relativ steil ab.

Piz Quattervals
Sta. Maria
Piz Murtaröl
Piz Umbrail
Piz Schumbraida
Livigno
Stilfserjoch
Bòrmio
Cima de' Piazzi
Scima di Saoseo
Monte Gàvia
Poschiavo
Gròsio
Tirano

Fig. 173 Der Sattel von Grándola (392 m) oberhalb von Menaggio, über den Adda-Eis aus dem Becken des Comer Sees in die Talung von Porlezza überfloß.

W von Gravedona liegen die am weitesten in die Valle S. Jorio hineingetragenen Bergeller Granite 3 km E des Passes noch auf 1500 m, wo ein weiteres Eindringen durch Lokaleis verhindert worden ist.

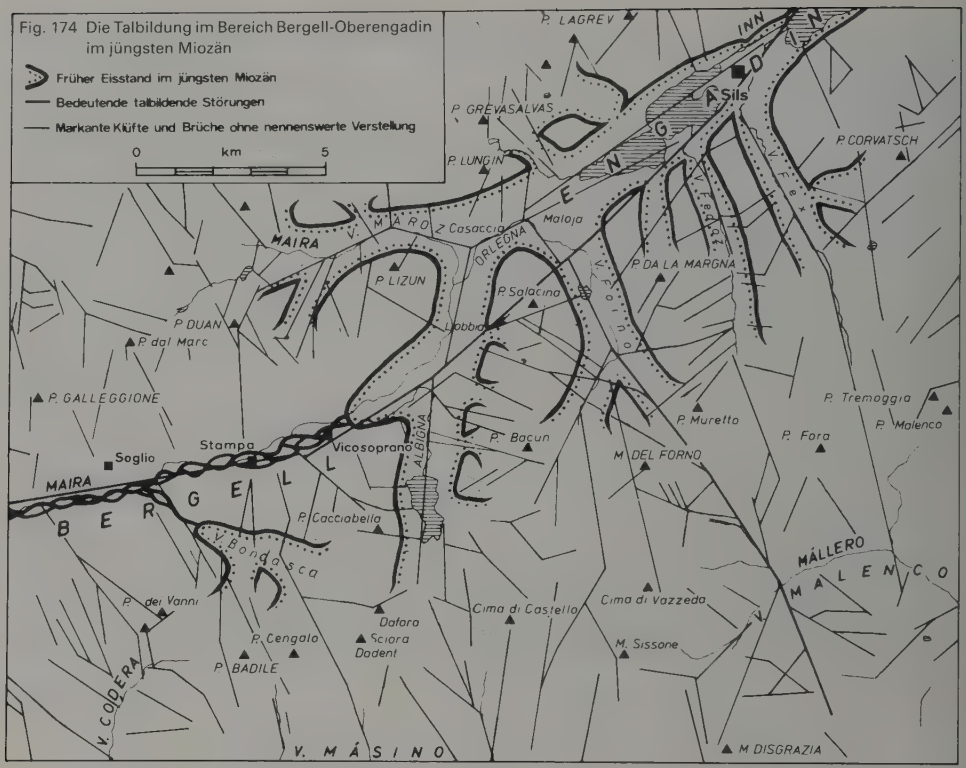
Um Bellano, wo ein Arm gegen SE in die Valsássina abzweigte, reichte das Riß-Eis aufgrund der überschliffenen Grate am M. Croce di Muggio (1799 m) auf 1400 m. Diese Höhe wird von der W-Seite NW von Menaggio durch Rundhöcker am SSE-Grat des M. Grona (1736 m) belegt. Durch die Aufspaltung in drei weitere Äste: den über die Schwelle von Grándola (Fig. 173) in die Talung von Porlezza, den über Como und den über Lecco abfließenden fiel die Eisoberfläche um Bellagio unter die Gleichgewichtslage, die dort im Würm-Maximum um 1250 m lag.

Aus den Talschlüssen im N, aus der Val Sanagra, V. Cavargna, V. Rezzo, V. Solda und der V. Cassone, sowie von S, von der Kette Monte di Lenno–Sighignola, erhielt der Porlezza-Arm noch mehrere Zuschüsse vor der Mündung des Cassarate- und des über den Ceneri übergeflossenen Tessin-Eises (S. 368f.).

In den Höchstständen staute das in die Val Cavargna und in die V. Rezzo eingedrungene Adda-Eis das von den Firngebieten der beiden Talschlüsse zufließende Eis zurück, so daß dieses zum Teil über die Sättel S von Cavargna (1148 m), S von Seghèbbia (1116 m) sowie über den Passo Stretto (1102 m) in die V. Solda überfloß.

◁

Fig. 172 Das Firngebiet zwischen Adda-, Spöl- und Etsch-Gletscher. Im Bereich der Vereisungszentren der Münstertaler Alpen, des Berninapasses und der Fuorcla di Livigno stand das Eis auf über 2500 m.
Fels- und Eisdarstellung: Prof. E. Spiess, Kartographisches Institut der ETH Zürich-Hönggerberg.



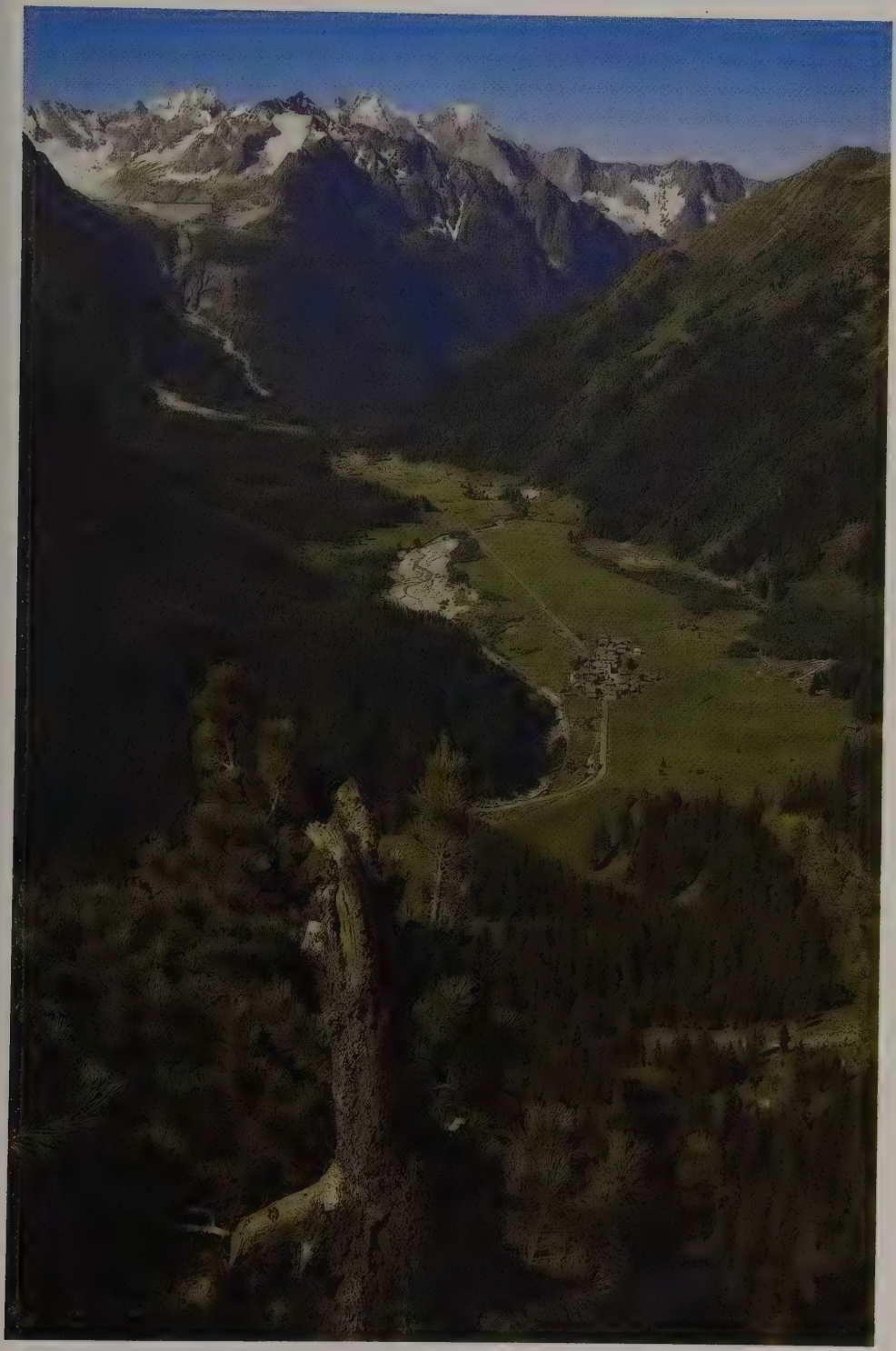
Am Ausgang der V. Rezzo belegen die Rundhöcker des Carac (1105 m) und des M. Colmen dei Carac (1089 m), daß das würmzeitliche Eis noch über Porlezza bis auf über 1100 m gereicht haben muß, was verschiedentlich durch Gneis-Erratiker belegt wird. Erratiker N des Monte Boglia, auf nahezu 1200 m, bekunden, daß das Mera/Adda-Eis, vorab in der Riß-Eiszeit, tief in die Seitentäler eindrang und das Lokaleis zurückstaute. Über Lugano dürfte es noch bis gegen 1150 m gestanden haben; doch ragte bereits der Monte S. Giorgio (1097 m) 150 m über die Eisoberfläche empor.

Die «Anzapfung» der östlichen Quelläste des Inn durch die Maira/Mera

Bereits mit dem Eindringen des Bergeller Massivs in die dabei hochgestauten und gegen N abgeglittenen penninischen Decken setzte im Grenzbereich der beiden die Talbildung ein. Diese erfolgte durch Schmelzwässer und – im jüngsten Oligozän – durch vorstoßendes Eis. Dadurch wurde zwischen dem N-Rand des Bergeller Massivs und dem S-Rand der mittelpenninischen Decken bei der ersten bedeutenden Klima-Verschlechte-

▷

Fig. 175 Casaccia im obersten Bergell mit den Moränen- und Bergsturz-Terrassen, die von den Zungen des Orlegna- und Maira-Gletschers, vom Maloja (links) und aus dem Quellgebiet der Maira (Bildmitte, rechts), gestaut worden waren. Talauswärts die Sanderfläche der beiden. Sie war durch den damals erneut bis in den Talgrund vorgestoßenen Albigna-Gletscher gestaut worden. Im Hintergrund die Bergeller Granitstöcke: Piz Badile, P. Cengalo und Cima della Bondasca. Photo: J. Geiger, Flims. Aus: H. Heierli, 1977.



rung mit einer generellen Abkühlung der mittleren Jahrestemperatur von 4–5 °C (HANTKE, 1982a) und einem weiteren Herausheben des Bergeller Massivs das Tal ausgeräumt.
Die Ausbildung der linkshändigen Engadiner Störung dürfte im oberen Bergell auch die ± S-N-verlaufende Zerscherung der Diabas-Prasinite E des Piz Lizun bewirkt haben. Diese Störung zeichnet sich als südliche Fortsetzung in der Val d'Albigna ab und scheint auch für deren Anlage und für jene der Val del Forno verantwortlich zu sein.
In der reaktivierten Gebirgsbildung im jüngeren Miozän und der in dessen jüngstem Abschnitt sich einstellenden Kühlphase stieß zunächst der *Albigna-Gletscher* ins strukturell vorgezeichnete Becken zwischen Piz Salarina und P. Lizun vor. Dabei folgte eine Zunge – wie schon zuvor Schmelzwässer – der Bergeller Störung, der südwestlichen Fortsetzung der Engadiner Linie. Diese Vergletscherung im jüngsten Miozän (HANTKE, 1982a) dürfte – aufgrund der Absenkung des Meeresspiegels – gegenüber den durch die fossilen Floren des jüngeren Mittelmiozäns belegten Jahresmitteln einen Abfall der Mitteltemperaturen um 8–10 °C (HANTKE, 1982b) und damit einen Vorstoß der alpinen Gletscher bis an den damaligen Alpenrand bewirkt haben.
Durch die Übertiefung wurde die Abflußrichtung des *Maira-Gletschers* aus der Val da la Duana und der V. da Cam durch die V. Maroz zum Maloja-Paß und ins Engadin immer stärker gegen S abgelenkt, so daß – wohl bereits beim nächsten Eisvorstoß, in der Kühlphase im Pliozän, sicher aber im Altpleistozän – der Maira-Gletscher nur noch teilweise zum Inn-System abfloß. Zusammen mit dem Albigna-Gletscher wandte auch er sich mehr und mehr gegen das Bergell und wurde damit dem Adda-System tributär. Im Laufe des Pleistozäns floß dann auch vom *Orlegna-Eis* ein immer größerer Anteil S des Maloja-Riegels in das laufend sich vertiefende Becken von Casaccia. Damit scheint auch im Bereich Bergell–Oberengadin die Ablenkung der Maira nicht durch «rückschreitende Erosion», sondern wie im Wutachtal (S. 657) durch längs Störungen vorstoßendes und mit hoher Erosionsleistung ausräumendes Eis und dem Niederschleifen alter Wasserscheiden vor sich gegangen zu sein.

Die pliozän-altpleistozäne Entwässerung im Raume Comer See–Luganer See

Hinweise auf eine mindestens präquartäre Höhlenbildung in den Lias-Kalken der Kette des Monte Bolettone NW von Erba geben die dort gefundenen Reste von *Leptobos etruscus*, einer Charakterform des Altpleistozäns (S. 308).
Die Verkarstung dieser Kalke dürfte wohl bereits im Alttertiär eingesetzt haben, als der Triangolo Lariano als Festland-Block emporgestaucht worden ist. Damals dürften auch die Täler bruchtektonisch angelegt worden sein, durch die später, im jüngeren Oligozän, die Schüttung der Comasker «Molasse» durch Ausbrüche von Moränen-Stauseen ins lombardische Meeresbecken geschüttet worden ist (HANTKE & E. JÄGER, 1983).
Zur späteren Talbildung der Comer- und der Luganer See-Gegend hat schon R. STAUB (1934) eine Darstellung gewagt. Diese ist später von G. NANGERONI (1970a, 1971a, 1977a, b) und von M. CHARDON (1975) modifiziert worden. Bei allen Rekonstruktionsversuchen kommt den vorgezeichneten und zum Teil noch aktiven Bruchsystemen große Bedeutung zu. STAUB läßt die Täler des östlichen Comer See-Gebietes, die Valle Varrone, die Valsássina und das Esino-Tal, zusammen mit den damals rückläufigen Talungen der Seearme von Lecco und von Como gegen den Paß von Grándola entwässern. Zugleich wäre nun auch jene des unteren Veltlin mit der Val Másino und der Valle

di Tártano nicht mehr – wie noch im Miozän – über den Aprica-Paß zum Oglio erfolgt, sondern – zusammen mit den Zuschüssen aus dem erst jetzt sich entwickelnden Mera-System, der Valle dei Ratti und der Val Codera – diesem neu sich ausbildenden insubrischen Flußsystem tributär geworden. Vom Paß von Grándola hätte sich der weitere Abfluß durch die Talung des Porlezza-Armes gegen Lugano vollzogen. Dann sah jedoch Staub die Fortsetzung durch die Talung des Lago di Muzzano ins untere Vedeggio-Tal nach Ponte Tresa, über den Paß von Marchirolo und durch die Valcuvia gegen den südlichen Lago Maggiore.

Nangeroni dagegen möchte den Oberlauf des Valbrona-Lambro auf der E-Seite des Lago di Lecco, in der Valle Meria, erkennen und sieht die Fortsetzung der Talung Ballábio–Val del Gerenzone in derjenigen von Valmadrera zum Lago di Annone.

Nach M. Chardon wäre die Adda durch den Lago di Como, die Valle Meria durch die Valbrona zum Lambro und der Gerenzone von Lecco durch die Talung des Lago di Garlate und des L. di Olginate abgeflossen. Beim Luganer See zeichnet er zwei Systeme: einen über Stabio entwässernden Cuccio-Cassarate, der S von Mendrisio noch die Breggia aufgenommen hätte, und einen über Varese abfließenden Vedeggio.

Leider lassen sich zu vielen dieser präquartären Entwässerungsläufe nur schwer Belege beibringen. Immerhin kommt der Darstellung Staubs – mit Ausnahme der Strecke Lugano–Ponte Tresa–Marchirolo–Valcuvia – eine gewisse Wahrscheinlichkeit zu. Von Lugano dürfte der weitere Abfluß jedoch eher über Morcote–Porto Ceresio, wo der Vedeggio mündete, gegen Varese erfolgt sein. Überdies haben sich diese Entwässerungs-Systeme erst im Laufe des ausgehenden Tertiärs und im älteren Pleistozän herausgebildet.

Am Comer See dürfte im jüngsten Oligozän eine Zunge des aus dem Hochgebiet Bergell–Bernina abfließenden Mera/Adda-Gletschers in die Val Varrone und in die V. Sássina eingedrungen und ein Arm über den Sattel von Grándola durch die Talung Porlezza–Lugano vorgestoßen sein. Zugleich wäre ein Arm durch jene des Lago di Lecco vorgedrungen. Dabei mag zunächst im Raum Mandello–Abbadia noch eine Schwelle bestanden haben, so daß die Schmelzwässer dürch die Vallássina und Valbrona gegen Erba abflossen. Der Hauptarm floß durch die später bis 660 m unter den Meeresspiegel übertiefte Talung des L. di Como ab, wobei die Zunge zwischen Nesso und Torno gestirnt haben mag. Dort dürften sich Moränen-Stauseen gebildet haben, deren Ausbrüche zur Schüttung der Comasker «Molasse» mit über 10 m^3 großen Bergeller Granitblöcken (Hantke & E. Jäger, 1983; Jäger & Hantke, 1983) im höchsten Teil geführt haben.

Pliozän und Altpleistozän im südlichsten Tessin

NE von Chiasso liegen im Raum Pontegana–S. Simone–Morbio Superiore – nach S. Blumer (1906) über, nach Alb. Heim (1906, 1922), L. Vonderschmitt (1940), V. Longo (1968) unter den Tonen von Balerna – stark zementierte gelbliche Pontegana-Konglomerate. Die Komponenten bestehen zu 95% aus verwitterten Liaskalken; untergeordnet treten solche aus nächster Umgebung auf: Ammonitico Rosso, Radiolarite, Maiolica, Scaglia und Flysch-Sandsteine. In den höheren Teilen der unteren Serie fand Longo Gerölle, die er aus der Molasse beziehen möchte: Gneise, vergruste Eruptivgesteine, einen Tonalit und einen Serpentin. Größe und Zurundung variieren stark. Lokal treten Lagen fossiler Murgänge mit eckigen, bis 1,5 m langen Trümmern auf, die, wie auch die Verkittung, auf ein feucht-kühles Klima hindeuten (Fig. 171 und 172).

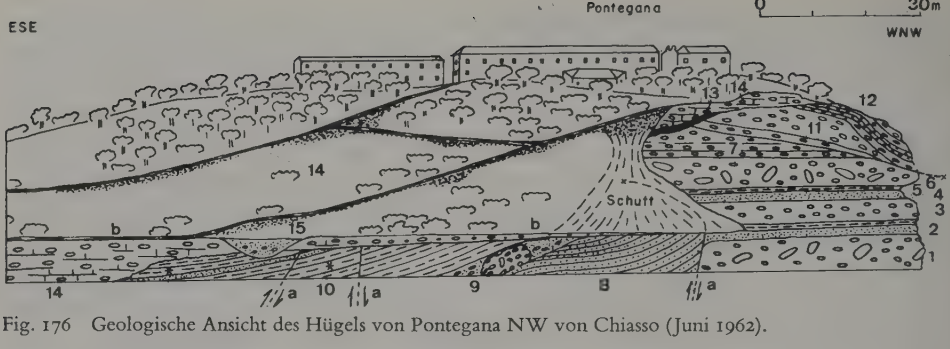
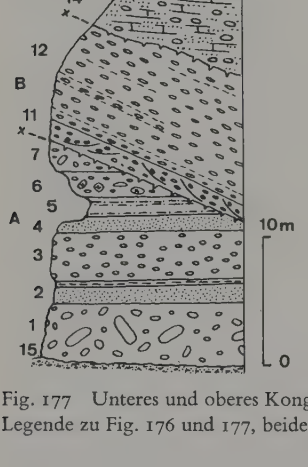


Fig. 176 Geologische Ansicht des Hügels von Pontegana NW von Chiasso (Juni 1962).



* Fundstellen pliozäner Fossilien
ʁ Störung an der fossilen Steilküste
b Alte Breggia-Terrasse
15 Rezente Breggia-Alluvionen
14 Glazifluviale Ablagerungen
13 Grundmoräne

B *Oberes Pontegana-Konglomerat:*
12 gut geschichtet
11 mit Kreuzschichtung
10 Siltige *Tonmergel* des *marinen Pliozäns* mit Kalksandstein- und Kalklagen
9 Pontegana-Konglomeratschutt mit Blöcken
8 Gelbe Kalksandsteine aus erodiertem Konglomerat

A *Unteres Pontegana-Konglomerat:*
7 schlecht sortiertes Konglomerat mit Blöcken
6 ibid. mit vielen kristallinen Geröllen
5 Tonmergel, Silte und Kalksandsteine
4 Gelbgrauer Sandstein mit tonigen Komponenten
3 relativ gut geschichtetes Konglomerat
2 Blaugrauer Kalksandstein, darüber Tonmergel und Silte
1 schlecht sortiertes Konglomerat mit Blöcken

Fig. 177 Unteres und oberes Konglomerat von Pontegana.
Legende zu Fig. 176 und 177, beide aus V. Longo, 1968.

Die Schüttung erfolgte aus dem Generoso-Gebiet durch eine pliozäne Valle di Muggio, aus einem Einzugsgebiet, das über eine viel tiefer gelegene Waldgrenze reichte. Aus der Po-Ebene drang in schmalen Armen das Meer in die südlichste Schweiz ein. Am S-Fuß des Schuttfächers bildete sich ein Kliff, von dem Blöcke von bereits verkittetem Pontegana-Konglomerat niederbrachen und in aufgearbeitete, gelbliche Pontegana-Sande eingebettet wurden. Darüber liegen die fossilführenden Tone von Balerna. Sie lieferten eine reiche marine Fauna (A. Stoppani, 1874, 1875; G. Omboni, 1876; F. Sordelli, 1877, 1878; M. Pfister, 1921; Longo), die makro- (Longo) wie mikropaläontologisch (I. Premoli Silva, 1964) ins obere Piacentian bis ins mittlere Pliozän, ins Zanclean, einzustufen ist. Nach ihrer Ablagerung wurden die Tone um minimal 300 m und maximal 450 m gehoben. Leider erlauben auch die magnetostratigraphischen Untersuchungen von G. Rogenmoser (1981) nur eine Einstufung ins untere oder ins obere Zanclean.
Eingestreute Blätter von *Persea* – Avocado, *Sequoia*, *Tsuga* – Hemlocktanne – und *Salix* – Weide – sprechen für einen Mischwald eines warm-gemäßigten Klimas.
Von Pontegana NW von Chiasso und von Induno-Folla N von Varese hat F. Sordelli (1878, 1896) eine ganze Anzahl Pflanzenreste beschrieben und zum Teil gar abgebildet. Obwohl eine Neubearbeitung noch aussteht, dürften von Pontegana (P) und von Induno (I) folgende Gattungen feststehen: *Pinus* (I), *Sequoia* (P, I), *Glyptostrobus europaeus* Hr. (P, I), *Salix* (P, I), *Populus* (P), *Juglans* (P, I), *Celtis* (I), *Alnus* (I), *Liquidambar euro-*

paea A. Br. (I), *Platanus* (P, I), *Cinnamomum polymorphum* (A. Br.) Hr. (I), *Persea princeps* (Hr.) Schimp. (I, zahlreich), *Diospyros brachysepala* A. Br. sowie eine Leguminose (P, I). Aufgrund des äußerst seltenen Auftretens von *Cinnamomum polymorpha* dürfte Induno im Pliozän nahe des nördlichsten Vorkommens dieser Lauracee gelegen haben. Neben der zahlreich auftretenden *Persea* sind es Pflanzen des arktotertiären Floren-Elementes, welche den Floren-Charakter bestimmen. Da *Cinnamomum camphora* heute nur bis zu einem Jahresmittel von 13 °C vorkommt, *C. polymorphum*, die fossile Form, in Induno nur in einem einzigen Exemplar auftritt und sowohl in Balerna als auch in Pontegana fehlt, dürften diese Fundorte damals an der 13 °-Isotherme gelegen haben.

Für Lugano wird heute ein Jahresmittel von 11,6°, ein Januar-Mittel von 1,9° und ein Juli-Mittel von 21,3 °C angegeben (M. Schüepp, 1967). In Lugano beträgt die jährliche Niederschlagsmenge 174,2 cm, in Ponte Tresa 175,2 cm (H. Uttinger, 1965). Da jedoch die Meßstation von Lugano 278 m ü. M. liegt, die pliozänen Wälder am Alpen-S-Fuß dagegen nahe dem Meeresspiegel wuchsen, dürften die Paläotemperaturen nur um 0,3 bis maximal 1° höher gewesen sein als heute.

Mit scharfer Diskordanz legt sich über die untere flachliegende Serie eine obere. Diese setzt mit kreuzgeschichteten Lagen ein; dann folgen mit 25° gegen SSW einfallende Bänke mit stark sandig-siltigem Bindemittel, das offenbar zuvor längere Zeit der Verwitterung ausgesetzt war. Abermals diskordant – lokal mit sandig-toniger Grundmoräne mit Liaskalk-Geröllen – folgen darüber teilweise verkittete Schotter, Ceppo. Während diese stets als glazifluvial – altpleistozän bis frühwürm – betrachtet worden sind, dürften auch die oberen Pontegana-Konglomerate mit über 99% Liaskalk-Geröllen von bis 20 cm Länge unter kühlem, periglazialem Klima geschüttet worden sein.

Über die Lagebeziehung und damit über die zeitliche Stellung des oberen Konglomerats läßt sich nichts aussagen, doch dürfte dieses jünger als die Tone und ins Altpleistozän, ins Villafranchiano, zu stellen sein. Sie würden damit den Sundgau-Schottern (Bd. 1, S. 274) der Alpen-N-Seite entsprechen, das untere Konglomerat der ebenfalls kaltzeitlich abgelagerten Wanderblock-Formation (Bd. 1, S. 268 ff.).

Der Hügel von S. Antonio SW von Balerna besteht aus glazifluvialen Schottern mit Komponenten von Pontegana-Konglomerat. Westlichste Vorkommen des Konglomerats finden sich in der Roncaglia SSW von Mendrisio (Vonderschmitt in Longo).

Die Quartär-Abfolge bei Paderno d'Adda

In den in die terrassierte Ebene am Rand der lombardischen Voralpen eingeschnittenen Flußtälern treten zementierte Schotter auf. Diese werden – nach der lombardischen Steinhauer-Bezeichnung «scèpp» aus dem 16. Jahrhundert für bestimmte Bausteine (F. Rodolico, 1965) – seit A. Penck & E. Brückner (1909) als «Ceppo» bezeichnet.

An Fossilien hat schon F. Sacco (1893) aus mergelig-tonigen Linsen vom unteren Teil des Ceppo bei Brembate di Sotto eine Schneckenfauna erwähnt mit *Hyalinia, Helix (Punctum), Lymnaea truncatula, Zua subcylindrica.* B. Corti (1895) fand bei Capriate d'Adda an der Basis und in eingelagerten limnischen Tonen des Ceppo eine artenreiche Diatomeen-Flora mit *Fragilaria amphiceros, F. rotundata, Himantidium monodon, Melosira calligera, M. crenulata, M. distans* ssp. *nivalis, M. laevis, M. punctigera, M. undulata, M. varians, Navicula cari, Nitzschia amphioxys, N. brebissonii, Odontidium hiemale, Pinnularia nobilis, P. viridis, Pleurosigma attenuatum.* Diese deutet auf kühles Wasser.

In der Adda-Schlucht bei Paderno folgen über sandigen Seetonen mit einem Molaren von *Anancus arvernensis* des Villafranchiano erste Bänke eines Ceppo calcareo, eines zementierten Schotters mit Kalkgeröllen; darüber liegen nochmals Seetone mit Diatomeen und wieder Ceppo calcareo mit seltenen Gneis-Geröllen. Sie werden abgelöst von Sanden und Kiesen, die VENZO als Fluvioglaciale valtellinese der Günz-Eiszeit zuordnet. Der darüber folgende polygene Ceppo wäre nach VENZO ein mindelzeitlicher Vorstoßschotter, da er von tiefgründig ferrettisierten roten Tonen überlagert wird. In diese eingeschnitten liegen grobblockige zentralalpine Schotter, die von solchen des rißzeitlichen (?) Hauptniveaus der Talebene mit bis 50 cm großen Geröllen bedeckt werden. Reste dieses Niveaus finden sich im weiteren Umkreis.
Bei stratigraphischen Revisionen der grobklastischen Ablagerungen zwischen Molgora und Brembo bezeichnen G. OROMBELLI & M. GNACCOLINI (1978) und OROMBELLI (1979) die schlecht sortierten, verkitteten und undeutlich geschichteten Schotter über den Seetonen mit Sand- und tonigen Silt-Einlagerungen als Ceppo dell'Adda-Formation. Das tiefere Naviglio di Paderno-Schichtglied (= Ceppo calcareo) besteht aus Kalk-Geröllen präalpiner Herkunft; das höhere Trezzo-Glied zeigt vorwiegend Kalk-Geschiebe und untergeordnet metamorphe und vulkanische Gesteine, Dolomite, Sandsteine und Konglomerate aus den Voralpen und den Orobischen Ketten. Die Obergrenze ist durch eine scharfe, unregelmäßig verlaufende Verwitterungsfläche gegeben, an welcher der Ceppo mit über 10 m mächtigen, tiefgründig verwitterten Schottern in Kontakt tritt. Diese werden von über 3 m mächtigen Lehmen und aeolischen Lössen überlagert.
Als Ceppo poligenico bekannte Schotter, vorwiegend mit kristallinen Gesteinen – Graniten, Dioriten, Gneisen, Serpentinen – aus dem Veltlin, liegen als jüngere Füllung, zum Teil an die Schluchtwände geklebt, im Ceppo dell'Adda vor (Fig. 178 und 179).
Aufgrund paläontologischer Befunde und der Korrelation mit den benachbarten unterteufenden Seeablagerungen von Bagaggera (V. BUCHA & V. ŠIBRAVA, 1977) dürfte der Ceppo dell'Adda als Hangendes jünger als oberes Pliozän (?) – ältestes Pleistozän sein.
Das Naviglio di Paderno-Schichtglied ist durch Wasserläufe aus den Bergen um Lecco und den Hügelketten weiter S, das Trezzo-Glied durch Flüsse aus der Valsássina und aus der Val Brembana geschüttet worden.
Erst mit der «Öffnung» des Lecco-Armes des Comer Sees wären vermehrt kristalline Geschiebe aus dem Veltlin bis in den Bereich des südlichen Alpen-Vorlandes gelangt.

Prä-rißzeitliche Ablagerungen zwischen Paderno d'Adda, Como und Varese

Um Casate, zwischen Stabio und Chiasso, liegen über grauen Tonen des oberen Pliozän gelbgraue, glimmerreiche und tonige Sande bis Silte. Ähnliche Ablagerungen wurden von Folla d'Induno N von Varese bekannt und ebenfalls dem Pliozän zugeordnet. Das seltene Auftreten altquartärer Ablagerungen am S-Rand der Alpen führt G. NANGERONI (1954) auf eine Hebung an der Wende Pliozän/Pleistozän zurück.
Vollständige Abfolgen glaubte NANGERONI (1936, 1954) in Gaggione und bei Bizzozzero, S von Varese, gefunden zu haben. Im Profil vom Dorf zum Bahnhof Bizzozzero tritt zuunterst eine frisch aussehende, kompakte und undurchlässige Grundmoräne auf, die er der Günz-, H. RENFER (1964) jedoch der Würm-Eiszeit zuordnete. V. LONGO (1968) weist auf die Problematik der Alterszuordnung ohne Fossilien hin. Darüber liegen verkittete Schotter – Ceppo, die NANGERONI dem 1. Interglazial zuwies. Da diese von der

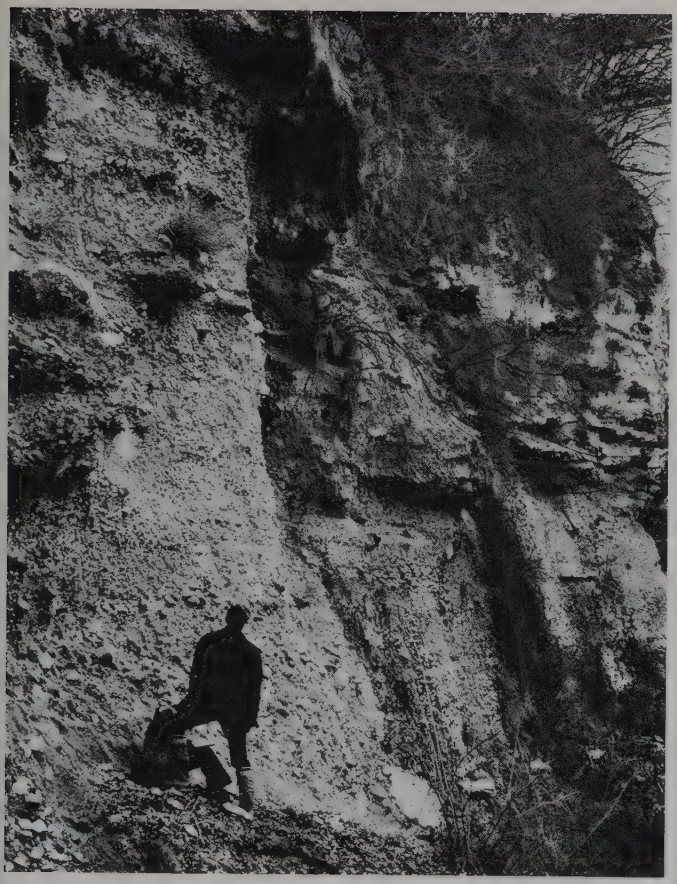
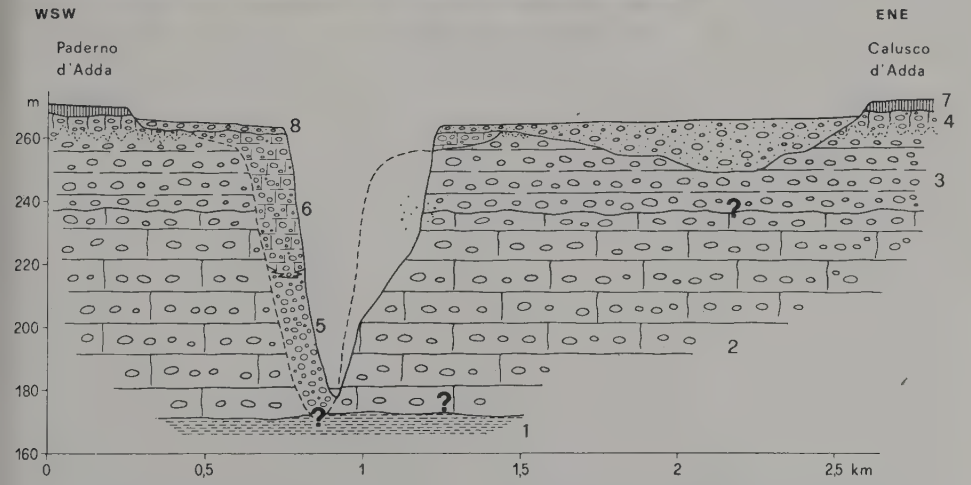


Fig. 178 Schotter und Konglomerate unmittelbar unterhalb der Brücke von Paderno d'Adda. Im tieferen Teil und in den Aufschlüssen links: der Ceppo dell'Adda mit groben, gut gerundeten, dachziegelartig eingeregelten Geröllen und zugerundeten, bis 1 m großen Blöcken. Mit Erosionskontakt folgen darüber feinere, lokal zementierte Schotter, die nach oben in Konglomerate übergehen. Die Verkittung ist nicht einheitlich; die Höhlungen und Vorsprünge verdeutlichen die subhorizontale Schichtung.
Photo: Dr. M. GNACCOLINI.
Aus: G. OROMBELLI, 1979.

Fig. 179 Das Quartär-Profil der Adda-Schlucht zwischen Paderno und Calusco.
Aus: G. OROMBELLI, 1979. ▽



1 = limnische, siltige Tone mit einem Molaren von *Anancus arvernensis*
2 = Naviglio di Paderno, Ceppo dell'Adda
3 = Trezzo-Schichten des Adda-Ceppo
4 = Tiefgründig verwitterte Schotter, Ferretto
5, 6 = Schotter und Konglomerate von Paderno d'Adda
7 = Decklehm-Abfolge, teilweise äolisch
8 = würmzeitliche glazifluviale Schotter

einzigen ± sicheren Interglazialbildung zwischen Como und Varese, dem Ferretto, bedeckt werden, der seinerseits ins Mindel/Riß-Interglazial gestellt wird, ist der Ceppo sicher älter, mindestens mindelzeitlich.

Longo (1968) glaubt «günzzeitliche» tonige Grundmoräne mit gekritzten Geschieben – aufgrund ihrer Lagerung unter dem Ceppo – auch bei Belforte E von Varese, bei Concagno E von Malnate, bei Valmorea und bei Prella S bzw. SE von Stabio gefunden zu haben.

Als eigentlicher *Ceppo*, wolkenartig zementierte Schotter von löcherigem Aussehen und Tendenz zur Höhlenbildung, werden nur Konglomerate des «1. Interglazials» bezeichnet. Sie enthalten schlecht gerundete Lias-Kalkgerölle, zu denen sich bei Bizzozzero Luganeser Porphyre, gerundete Gneise und Quarzdiorite, bei Prella neben Gneisen Diorite, Tonalite, Err-Julier-Granite und permische Vulkanite gesellen (Longo, 1968).

Weiter im S und im E werden Bänke von Ceppo vorab in den Flußtälern angegeben: längs der Lura, des Sévesco, zwischen Brenna und Carugo, längs des Lambrugo, bei Merate und bei Paderno d'Adda (A. Stella in V. Novarese et al., 1973 K). Da sie sich von lokal verkitteten Schottern des «3. Interglazials» kaum unterscheiden und Paläoböden, die nach der «Mindel-Eiszeit» gebildet worden sind, zusammen mit den auf den Schottern des «Riß-Vorstoßes» als «Ferretto» bezeichnet werden, im Raum Como–Chiasso–Mendrisio weitgehend fehlen, ist eine gesicherte Alterszuordnung noch offen.

Die als Villafranchiano bezeichneten Ceppo-Vorkommen S des Lago di Alsèrio enthalten gut gerundete Gerölle von Quarziten, Gneisen, Glimmerschiefern, Hauptdolomit, Jura-Kalken und Scaglia-Mergelkalken von 2–3 cm bis 30 cm Größe. Sie belegen einen glazialen und glazifluvialen Transport. Eine Pollen-Untersuchung einer Mergelprobe von der Basis des Ceppo von Merone verlief negativ (Dr. P. Hochuli, mdl. Mitt.), was wohl ebenfalls auf kaltzeitliche Ablagerungsbedingungen hinweist.

Da Ceppo-Vorkommen E des Lambro fehlen (P. Kleboth, 1977) und erst wieder S von Missaglia einsetzen (M. Steiner, 1977), dürften sie wohl von einem altpleistozänen (?) Eisrand aus geschüttet worden sein.

Unmittelbar außerhalb der Reichweite des Adda-Gletschers liegen um *Bagaggera* in der Val Curone NW von Merate auf Oberkreide-Flysch *altpleistozäne Seesedimente*, diskordant darüber, geschichtete, invers magnetisierte Tone, über einer Erosionsfläche Sande mit Holzresten von *Abies* (S. Venzo, 1952, 1955), Pollen von *Abies*, *Fagus* und *Pinus* (F. Lona in E. Ricciardi, 1962). Dann folgen normal magnetisierte, geschichtete Tone (V. Bucha & V. Šibrava, 1977), fluviale Sande mit Schotterlinsen, eine Lehm-Serie mit mehreren Paläoböden und gelbbraune Lösse mit mittel- und jungpaläolithischen Kiesel-Artefakten und Holzkohlen (M. Cremaschi, G. Orombelli & J. Salloway, 1982).

Der *Mindel-Eiszeit* werden glaziale und glazifluviale Ablagerungen zugewiesen, die in den folgenden Warmzeiten bis zu 10 m rot- bis gelbbraunem Ferretto verwitterten, in dem Gerölle als leicht zerfallende Relikte vorliegen (Nangeroni, 1954; Longo, 1968).

Auf der Terrasse von Rovera–S. Salvatore SE von Malnate folgen über dem Ferretto ± verwitterte fluviale Schotter, die mit ihrer rotbraunen Farbe an Ferretto erinnern, von Nangeroni als «mittleres Pleistozän», von Longo als «Riß-Vorstoßschotter» betrachtet und mit dem liegenden Ferretto zusammengefaßt wurden.

Das Fehlen von Mindel-Moräne und des Ferretto über weite Bereiche zwischen Como und Varese ist auf die sich wieder eintiefenden riß- und würmzeitlichen Gletscherzungen zurückzuführen. Zusammenhängendere Areale von rötlichen Schotterablagerungen treten erst außerhalb der größten Ausdehnung des rißzeitlichen Eises auf, um Tradate und Gallarate im südlichen Varesino (Nangeroni, 1932 K, 1954; A. Riva, 1957).

Das Vorfeld des Adda-Gletschers stellt eine große, von dessen Schmelzwässern und den heutigen Flußläufen gegliederte glazifluviale Schotterflur dar (A. PENCK in PENCK & BRÜCKNER, 1909; A. DESIO, 1938; S. VENZO, 1948, 1955; A. RIVA, 1957; F. UGOLINI & G. OROMBELLI, 1968; M. CHARDON, 1975; A. BILLARD, 1974, 1975, 1977; OROMBELLI & GNACCOLINI, 1978; OROMBELLI, 1979).

Über den Tonen des jüngsten Pliozäns wurden im Villafranchiano Schotter geschüttet, die später verkittet worden sind. Im Bereich der späteren Gletschervorstöße wurden diese vom Adda-Eis und dessen frontalen Schmelzwässern lokal wieder ausgeräumt und dann von einer jüngeren, kristallinreicheren glazifluvialen Schotterflur überschüttet (S. 346). In einer nächsten Warmzeit begann unter submediterranem Klima eine immer tiefgründiger wirkende Verwitterung. Dabei konnte diese auf den höchsten Bereichen am längsten einwirken.

Aufgrund geologischer Kartierungen (E. MATTIROLO et al., 1932K; V. NOVARESE et al., 1937K; P. GELATI et al., 1965K) und bodenkundlicher Studien (A. BILLARD, 1974, 1975, 1977) lassen sich neben der höchsten, der Tradate-Hochfläche, 4 tiefere unterscheiden:

- die Lurago-Terrasse,
- die Brenna-, Mariano Comense- und Casina Cattabrica-Terrasse,
- die Meda-Terrasse und
- die Cesano-Terrasse.

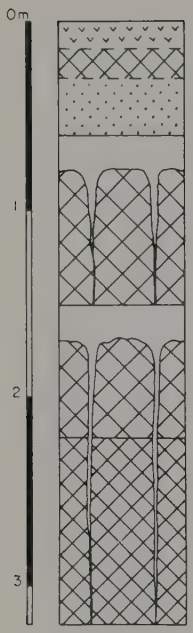
In der *Tradate-Terrasse*, die wohl die älteste darstellt, konnte BILLARD keine vollständigen Profile beobachten. Die Gerölle der höheren Abschnitte zeigen nur eine relativ geringmächtige rote Rinde; im B_t-Horizont wird diese gelb. Eine innere weiße Rinde ist auf Verwitterung der Feldspäte zurückzuführen. Der Kern erscheint noch hart und frisch.

Die glazifluvialen Alluvionen der *Lurago-Terrasse* werden von braunen und roten Lehmen bedeckt. Ihre oberen Partien zeigen einen Ferretto wie die Vauda Grande-Aufschüttung im Frontbereich des Stura di Lanzo-Gletschers. Von den Geröllen, teils kalkige Sandsteine, teils Chloritschiefer und -gneise, Amphibolite oder amphibolitische Gneise, zeigen viele eine mächtige rote Rinde um den bröckeligen oder noch harten und frischen Kern; die kristallinen Geschiebe sind zersetzt.

In der *Brenna-, Mariano Comense- und Casina Cattabrica-Terrasse* ist der Paläoboden unter einer gelben und braunen Lehmdecke noch immer ein Ferretto. Der Flecken-Horizont in 1 m Tiefe ist weniger entwickelt als in der Lurago-Terrasse, der B_t-Horizont 1,5–2 m mächtig. Unter den Geröllen sind die kalkigen Sandsteine noch vollständig rot.

Auf der *Meda-Terrasse* ist die Matrix noch immer rot, der obere Teil des B_t-Horizonts 1 m mächtig. Kleinere kalkige Sandstein-Gerölle sind rot. Amphibolite, amphibolitische und chloritische Gneise zeigen gelbe und braune Rinden um die innere, weiße. Die Kerne sind hart und frisch. Darunter erscheint der Schotter braun.

Der Paläoboden mit roter Matrix im oberen Teil des B_t-Horizontes und die schwache Verwitterung der amphibolitischen und chloritischen Gerölle sind ähnlich wie in der Robassomero-Schüttung auf der mittleren Terrasse längs der Stura di Lanzo. Auf der ganzen Meda-Terrasse liegt dieser Boden unter einer Lehmdecke, die zur Ziegel-Fabrikation verwendet wird. All diese Ziegeleilehme werden als Ferretto bezeichnet, doch ist nur ihr tieferer Teil rötlich und die gesamte Abfolge weicht deutlich von den Vauda Grande-Lehmen ab. Verschiedene Profile zeigen, daß 4 Lehme übereinander liegen und daß sich über jedem ein Boden entwickelt hat (Fig. 180).



I A Humus

I B Grauer Lehm mit plattiger Struktur und polyedrischer Substruktur

I Bg Gelber Lehm mit plattiger Struktur und polyedrischer Substruktur

II A Beigefarbener Lehm mit gelben Flecken und kleinen Knollen

Leicht graues puderiges Material, das braune und gelbe Knollen einschließt und in den unterliegenden Horizont reicht

Leicht brauner Lehm mit prismatischer Struktur und einem Netz von grauen Zapfen

Lehm mit grober, plattiger Struktur

Brauner Lehm mit prismatischer Struktur

IV B Rötlich brauner Lehm mit prismatischer Struktur

Fig. 180 Profil durch die Lehme der Meda-Terrasse der Altapianura di Milano. Aus: A. Billard, 1975.

I A, I B und I Bg sind Horizonte des Postwürm-Bodens, ein brauner Auswaschboden. Ein gleicher, jedoch ohne Bg-Horizont, ist über mächtigerem Würm-Löß entwickelt; er besitzt Einschaltungen interstadialen Paläobodens über Riß-Terrasse (Orombelli, 1970). II und III sind verwitterte Auswaschböden mit einem tiefgreifenden A- über einem geköpften B-Horizont (Billard, 1974). III B ist der B-Horizont – oder der tiefere Teil von B_t – eines älteren Bodens. Dieser scheint besser entwickelt zu sein und gleicht mehr dem unterliegenden Boden zuoberst auf der Terrasse. Jeder der Meda-Böden ist besser entwickelt als die postwürmzeitlichen, so daß sie wohl als interglazial zu betrachten sind.
Eine übereinstimmende Abfolge von Lehmen und Böden bedeckt die tiefere Cesano-Terrasse. Doch zeigt der Boden dieser Aufschüttung einen dünnen B_t-Horizont mit brauner Matrix, die keine roten und rotrindigen Gerölle mehr enthält.
Von der Lurago- zur Cesano-Terrasse sind die Gerölle immer weniger stark verwittert; zudem hat sich auf jeder glazifluvialen Aufschüttung ein verschiedener Boden entwickelt. Damit lassen sich Schüttungen der Altapianura di Milano und ihre Paläoböden datieren. Zuoberst auf der Cesano-Terrasse wurden Aufschüttung und Lehme während 5 aufeinander folgenden Kaltzeiten abgelagert und in den dazwischen gelegenen wärmeren Perioden erfolgte eine Bodenbildung.
Wenn Cesano- und Meda-Aufschüttung mit den Abfolgen in Bayern verglichen werden, so können sie nicht einer älteren Kaltzeit als der Mindel-Eiszeit zugeordnet werden. Im Alpen-Vorland werden Riß- und Mindel-Kaltzeit vorab aufgrund der Paläoböden unterschieden, die sich auf den glazialen und glazifluvialen Ablagerungen gebildet haben. Die Altapianura di Milano zeigt indessen, wie Ablagerungen von leicht unterschiedlichem Alter, die unter nahezu dem gleichen Typ von Bodenbildung erzeugt worden sind, als streng gleichzeitig betrachtet und der gleichen Vergletscherung, der Mindel- oder der Riß-Eiszeit, zugeschrieben werden könnten. Um solche Sequenzen von getreppten, übereinander gelegenen Ablagerungen erklären und zeitlich einordnen zu können, möchte Billard auch für das südalpine Vorland annehmen, daß Mindel- und

Riß-Eiszeit keine einfachen Kaltzeiten darstellen. Sie umfassen auch S der Alpen mehrere Kaltphasen, die durch Interstadiale oder gar durch Interglaziale getrennt werden. Billard möchte die Grenze zwischen Riß- und Mindel-Eiszeit daher im Cesano- oder im Meda-Profil dort legen, wo sich über dem Lehm IV (Fig. 175) der letzte rötliche Boden in der ganzen Altapianura entwickelt hat. Dann würde Riß zwei Eiszeiten umfassen, die am Südalpen-Rand durch eine echte Interglazialzeit getrennt gewesen wären. In ihr hätte sich der Paläoboden III gebildet. Hiezu verweist Billard auf das Profil von Cagny-la-Garenne im Somme-Tal N-Frankreichs (F. Bourdier, 1964).
Die Untergrenze der Mindel-Eiszeit läßt sich nach Billard in den Abfolgen der Altapianura di Milano noch nicht angeben. Es ist möglich, daß Teile der Schotterfluren am Südalpen-Rand, die bisher als Mindel bezeichnet worden sind, ins frühe Mittelpleistozän, in einen dem «Cromerian»-Komplex der Niederlande entsprechenden Zeitabschnitt (W. H. Zagwijn, V. Montfrans & J. G. Zandstra, 1971) zu stellen sind.

Die rißzeitlichen Ablagerungen zwischen Varese, Como und Merate

Bereits F. Wilmer (1904) unterschied innerhalb des schon von G. Omboni (1861) erstmals dargestellten Moränen-Amphitheaters um Como Ablagerungen einer älteren und einer jüngeren Eiszeit, nachdem A. Baltzer & E. Fischer (1891) bei Cadenabbia S von Menaggio eine warmzeitliche Flora unter Schottern mit Erratikern erkannt hatten.
Da riß- und würmzeitliche Ablagerungen ähnlich ausgebildet und Profile, welche die beiden samt dem dazwischen zu erwartenden Interglazial enthalten, kaum zu finden sind, zog G. Nangeroni (1954) die stärkere Verwitterung rißzeitlicher Sedimente, die flachere Ausbildung ihrer Seiten- und Endmoränen sowie ihre weniger regelmäßige Sichelform zur Differenzierung heran. Nach A. Riva (1957) beträgt die Verwitterungsschicht auf rißzeitlichen Moränen bis 3 m, auf würmzeitlichen bis 1,5 m.
Wie auf der Alpen-N-Seite (Bd. 2, S. 51ff.), so stellt sich auch auf der S-Seite bei den Riß-Moränen noch eine zentrifugale Entwässerung ein, während diese in der Würm-Eiszeit bereits mit dem ersten Rückzug zentripetal wurde.
In der Umgebung von Olgiate (Comasco) ordnet V. Longo (1968) von außen nach innen folgende 3 Moränenkränze des Tessin/Mera/Adda-Gletschers der Riß-Eiszeit zu:
- C. Regascino–P. 428 S Binago
- Rocca di Cagno–Binago–Monello
- Cagno–S. Giorgio–Solbiate–Figliaro–Beregazzo

Der Hügelzug Dosso di S. Lorenzo–Madonna di Campagna bei Cantello SW des Mendrisiotto stellt die westliche Fortsetzung des innersten Walles dar.
In der Brianza und um Villa d'Adda unterschied Wilmer keine älteren Moränenwälle. Um Lecco stand das Eis in der Größten Eiszeit bis auf gut 900 m. Weiter S, im Gebiet der Colle Brianza, setzten die höchsten Moränen des Adda-Gletschers am Monte Regina (820 m) auf 700 m ein. Auf der E-Seite fällt die höchste Seitenmoräne bereits bis Consonno bis auf 629 m ab; auf der W-Seite löst sich ein markanter Wall auf 700 m, der dann – durch seitliche Schmelzwasserrinnenstücke vom Monte Regina getrennt – über Ravellino gegen Piecastello auf 530 m abfällt. Vom M. Crocione (877 m) stieg ein kleiner Kargletscher gegen Figina (627 m) ab. Damit ergibt sich für den Südalpen-Rand eine rißzeitliche klimatische Schneegrenze um knapp 850 m.
Über Olgiate–Calco hing das Eis des Annone-Beckens noch mit demjenigen des Adda-

Tales zusammen, wobei die Eisoberfläche steil abfiel. S dieser Talung, im Hügelgebiet von Lissola–Montevecchia, reichte das Eis bis auf 540 m. Durch die Valle Curone flossen die Schmelzwässer ab. Dann fiel die Eisfläche gegen Pagnano und, auf der W-Seite, über Missaglia zum Rand der Po-Ebene ab.
SE von Lecco fiel der Adda-Gletscher von Torre de Busi gegen Perlupario ab und drang in die Talung von Pontida ein. Schmelzwässer flossen zum Brembo ab, dessen Gletscher nicht mehr in die Po-Ebene austrat (S. Venzo in A. Desio & Venzo, 1954k; S. 331).
Adda-abwärts reichte das Eis bis Cárvico–Vanzone–Robbiate–Merate. Der Brianza-Lappen stieß von Lecco gegen SW vor, bis Missaglia–Casatenovo–Montesiro–Beldosso–Verano, 25 km ans Zentrum von Mailand heran. Der über Como vorgefahrene Lappen endete bei Germenatò–Lomazzo (A. Stella in V. Novarese et al., 1937k). Zwischen Albavilla und Erba reichte das Eis noch bis auf über 600 m empor.

Der Mera/Adda-Gletscher und sein Zusammentreffen mit dem Tessin-Eis

Am nordwestlichen Rand des Comer Sees – oberhalb von Sórico–Gera, Domaso–Dongo, Menaggio–Tremezzo und bei Argegno – sind beim Vorstoß des Adda-Eises mächtige geschichtete Stauschuttmassen abgelagert worden, die beim weiteren Vorrücken des Eises überfahren und von Moräne bedeckt worden sind.
Im Würm-Maximum vereinigte sich der von Bellano E der Grigna durch die Valsássina vorgestoßene Arm bei Lecco mit dem von Bellagio durch den Taltrog des Lago di Lecco abgeflossenen Adda-Ast.
Einen letzten Zuschuß erhielt der Lecco-Arm durch den bei Erve NE von Calolziocorte mündenden Galavesa-Gletscher vom Monte Resegone (1875 m). Bei einer Gleichgewichtslage um 1000 m ergibt sich bei S-Exposition eine Schneegrenze von 900 m.
E von Calolziocorte, über dem Lago di Olginate, dem südlichsten Teil des L. di Lecco, reichte der Adda-Gletscher bei Carenno bis auf 630 m; dann fiel seine Oberfläche – mit dem Ausbleiben der seitlichen Zuschüsse und dem Anfall bedeutender Schmelzwässer – rasch ab. Ein Seitenlappen wandte sich durch die Randtalung von S. Michele, ein weiterer drang in die zum Brembo sich öffnende Valle S. Martino ein und endete bei Pontida; das Adda-abwärts fließende Eis stirnte unterhalb von *Villa d'Adda*.
Ebenso floß Adda-Eis durch die Valsássina über Intróbio gegen Lecco (S. 361ff.). Das in die nächst südliche Val d'Ésino eingedrungene Adda-Eis staute das aus den Talschlüssen des Monte Croce zufließende Ésino-Eis. Dabei bildete sich im Sattel der Alpe Agueglio zwischen den beiden Eismassen eine Mittelmoräne aus, die zwischen Bellano und Ésino eine würmzeitliche Mindest-Eishöhe von 1160 m belegt. Über A. Agueglio drang dabei gar noch etwas Eis aus der Valsássina in die V. d'Ésino ein. Auch der eisüberschliffene Monte Foppe (1093 m) WSW von Ésino lag damals noch unter Eis. Auf Alpe di Cainallo reicht Würm-Moräne mit Kristallin-Blöcken – Chlorit-Schiefern, Graniten und Tonaliten – bis auf 1220 m. Vereinzelt noch weiter E bis auf 1300 m auftretende Adda-Geschiebe (E. Trümpy, 1930) dürften zur Riß-Eiszeit abgelagert worden sein. In diese Zeit fallen auch die höchsten Eisüberprägungen, die dort bis auf 1350 m, auf Matoch (1379 m) E von Bellano bis gegen 1400 m reichen.
Mit dem Zurückschmelzen des in die Täler E des Comer Sees eingedrungenen Adda-Eises vertieften sich die subglaziär eingeschnittenen Mündungen, nach dem Stadium von Brivio auch jene der Valle di Varrone und der Valsássina, zu Schluchten, zu Orridi.

Fig. 181 Die von Lappen des frontalen Adda-Gletschers erfüllte Talung von Rovagnate und das Becken von Brivio, dahinter die Valle S. Martino und der Monte dei Frati, von dessen S-Seite sich die Moränen von Villa d'Adda lösen.

Fig. 182 Das Becken von Rovagnate, dahinter dasjenige von Oggiono (Brianza) mit dem Lago di Annone, dahinter: Monte Cornizzolo, M. Rai, Corni di Canzo, davor: Monte Barro, M. Crocione (ganz rechts), von dessen W-Flanke sich der Moränenwall von Ravellino–Piecastello löst.

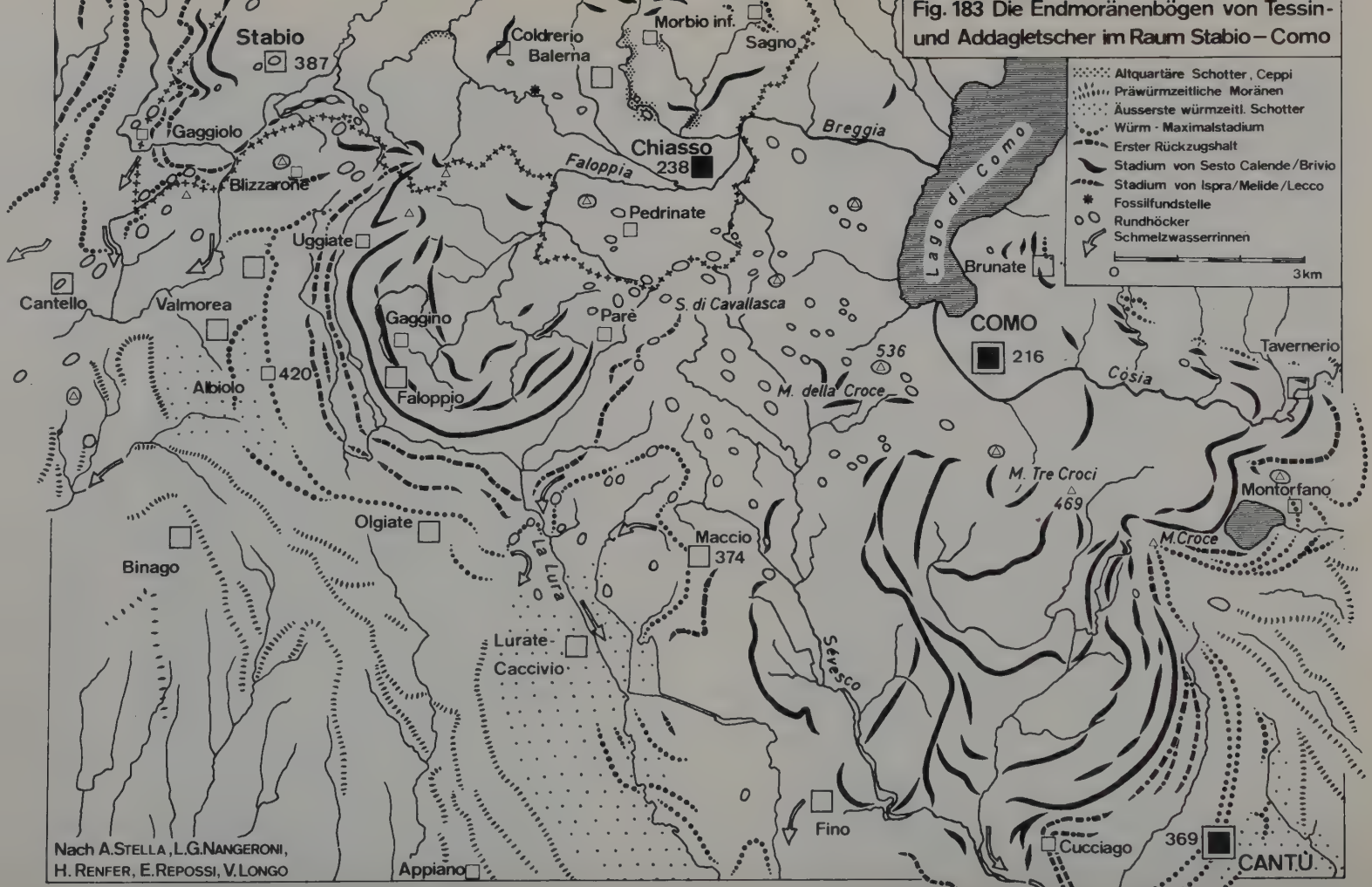


Fig. 183 Die Endmoränenbögen von Tessin- und Addagletscher im Raum Stabio – Como

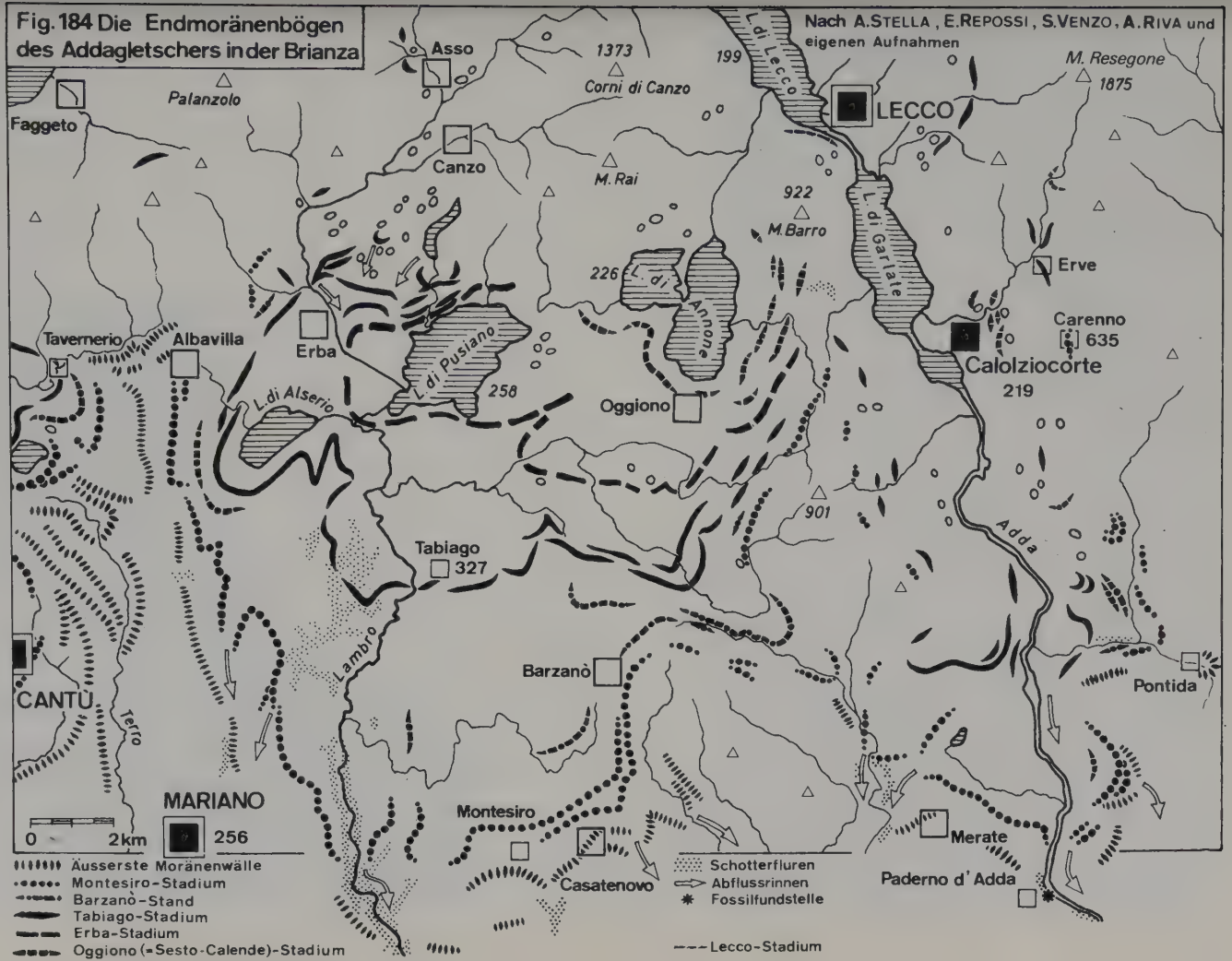


Fig. 184 Die Endmoränenbögen des Addagletschers in der Brianza
Nach A. STELLA, E. REPOSSI, S. VENZO, A. RIVA und eigenen Aufnahmen
Asso
1373
Corni di Canzo
199
L. di Lecco
M. Resegone
1875
LECCO
Palanzolo
Faggeto
Canzo
M. Rai
922
M. Barro
L. di Garlate
Erve
226
L. di Annone
Carenno
635
Tavernerio
Albavilla
Erba
L. di Pusiano
258
Calolziocorte
219
L. di Alserio
Oggiono
901
Adda
Tabiago
327
Lambro
Barzanò
Pontida
CANTÙ
Terro
MARIANO
256
0 2km
Montesiro
Merate
Casatenovo
Paderno d' Adda
Äusserste Moränenwälle
Montesiro-Stadium
Barzanò-Stand
Tabiago-Stadium
Erba-Stadium
Oggiono (=Sesto-Calende)-Stadium
Schotterfluren
Abflussrinnen
Fossilfundstelle
Lecco-Stadium

Um Ésino ist das Brivio-Stadium durch einen von SE des M. Foppe eingedrungenen Adda-Lappen sowie durch höchste Eisrand-Stauterrassen angedeutet. Sie bekunden über Bellagio–Ésino eine Eishöhe von rund 1000 m.
Spätwürm-Moränen des Ésino-Gletschers, sind am Zusammenfluß der beiden Taläste, jüngere Stände auf der Alpe di Lierna NE des M. Cucco (1436 m) ausgebildet.
Auf der E-Seite der Halbinsel von Bellagio–Monte S. Primo drang Eis des Lecco-Armes von Magreglio über Barni–Lasnigo und von Valbrona über Asso–Canzo gegen Erba vor, vereinigte sich mit dem von Lecco zwischen Corni di Canzo (1373 m) und Monte Barro (922 m) gegen W ins Becken des Lago d'Annone vorrückenden Eis, erfüllte die Becken der Laghi di Alsèrio und di Pusiano und schob sich gegen SW bis Besana–Verano vor. Dabei wandte sich der Hauptarm durch das Lambro-Tal und vereinigte sich N von Erba mit dem von Lecco durch die Talung von Valmadrera in die Brianza eingedrungenen Eislappen. Eine Zunge stieß durch die Talung des Lago di Segrino vor und endete am Seitenmoränenwall von Mariaga–Erba.
Im Tal des Lambro hatten sich zwischen Valbrona und Ponte Lambro zahlreiche Rundhöcker ausgebildet, vorab um Asso und in Castelmarte. Von den Corni di Canzo und vom Monte Rai sowie vom M. Palanzone–Braga di Cavallo erhielt der Lambro-Lappen noch Zuschüsse: Durch den Pian di Crezzo (810 m) gegen Lasnigo flossen randliche Schmelzwässer des Lecco-Armes, die dann subglaziär gegen Ponte Lambro flossen und dort – zusammen mit weiteren Schmelzwässern – eine Schlucht eintieften.
In den ersten Phasen des würmzeitlichen Eisabbaues bildete sich im Tal von Rovagnate ein schmaler, durch das Adda-Eis gestauter, maximal 30 m tiefer Eisrandsee. Auf dessen Grund wurden Silt-Ton-Warwen, am Eiskontakt deltastruierte Schotter und Sande geschüttet; in den Ablationsphasen schmolzen Erratiker aus. Beim Abschmelzen des Eises bildete sich ein Teich, der um 6300 v. h. verlandete (G. Orombelli & G. Gnaccolini 1977).

Fig. 185 Vom frontalen Adda-Gletscher geköpfte und rundhöckerartig überprägte Abfolge von erosionsresistenter oberkretazischer Scaglia SE von Tabiago, Brianza, die von mächtiger würmzeitlicher Moräne überlagert wird. Photo: Prof. Dr. H. M. Bolli.

Fig. 186 Die höchste würmzeitliche Moräne (1000 m) im Triangolo Lariano auf dem Dosso al Piano del Tivano, 2 km ESE von Zélbio.
Photo: Prof. G. NANGERONI. Aus: G. NANGERONI, 1970a.

Über den Sattel von Galbiate (371 m) zwischen M. Barro und M. Crocione bestand noch im Brivio-Stadium eine Verbindung mit dem Lecco-Arm. Noch S des M. Crocione hingen die beiden Eismassen zusammen.
Am W-Grat des Monte S. Primo (1686 m) stand das Eis im Würm-Maximum auf 1100 m. Zugleich reichte es im Lago di Como bis mindestens unter –211 m unter den heutigen Seespiegel. Dann sank die Oberfläche – durch Stauterrassen markiert – auf Comei und auf Piano di Nesso auf 1000 m, wo sich neben der Stauterrasse erstmals markante Stirnmoränen wenig über 1000 m einstellen. Lokalgletscher, später ein flachgründiger See erfüllten das Becken des Piano di Tivano. Der Abfluß der Schmelzwässer erfolgte nach dem Auftauen des zuvor noch durch Permafrost plombierten Untergrundes durch Dolinen. Im Piano di Nesso standen Lokal- und Mera/Adda-Eis noch in Verbindung. Auch hier vollzog sich die Entwässerung durch ein Karstsystem. Die klimatische Schneegrenze lag um gut 1000 m.
Oberhalb von Zélbio ist die Moränendecke nach dem Abschmelzen des Eises lokal abgerutscht, doch kleben dort noch immer zahlreiche Erratiker am Hang.
SE von Faggeto–Lemna reichte das Comer See-Eis auf Alpe di Lemna noch auf 900 m. Vom Bolettone (1217 m) stieg ein kleiner Gletscher ab. Bei einer Gleichgewichtslage um 1000 m ergibt sich eine Schneegrenze von rund 1100 m.
Auf der W-Seite des Comer Sees reicht Moräne mit Mera/Adda-Erratikern NW von S. Maria Rezzonico bis gegen 1400 m.
W der Transfluenz zum Luganer See beginnen sich E von Cusino auf 1250 m die höchsten Wälle vom Hang zu lösen. Auf 1120 m setzt ESE von Cusino eine Schmelzwasserrinne ein, die gegen NE zum Cuccio-Gletscher abfloß und einen tieferen würmzeitlichen Eisstand – wohl das Sesto Calende/Parè-Uggiate/Brivio-Stadium – bekundet.

S des Monte di Lenno (1589 m) lag die Eisoberfläche auf 1230 m. Über dem Sattel von Intelvi (715 m) hing das Eis bis auf über 1000 m Höhe mit demjenigen des Luganer See-Beckens zusammen. Eine höchste würmzeitliche Randlage in der Talung von Porlezza zeichnet sich am Übergang von der Val Sanagra in die V. Cavargna auf 1200 m, N von Porlezza und über der Sattelzone von Intelvi um gut 1100 m ab.

Auf Eis niedergebrochene Kristallin- und Verrucano-Blöcke von der S-Seite des unteren Veltlin wurden vom transfluierenden Mera/Adda-Gletscher bis auf 1100 m in die Val Cavargna und V. Rezzo hineingetragen, wo sich Staumoränen finden (P. Süssli, 1970). Zwischen der Val Solda und Lugano zeigt sich bis auf die Zocca della Nave (1135 m) eine deutliche Überprägung. Am Monte Boglia (1516 m) dürfte das rißzeitliche Eis gar bis auf 1300 m gereicht haben.

NE von Brè setzt auf 980 m eine Moräne ein; die Rundhöcker um Brè paese reichen bis auf 930 m. Sie bekunden eine Transfluenz von Adda-Eis über den Sattel von Brè ins Tal des Cassone. Dies wird auch durch die mächtige Moränendecke und E von Viganello durch verkittete Schotter belegt.

E von Lugano mündete zwischen Porlezza-Arm und von N zustoßendem Cassarate/Tessin-Eis ein Kargletscher vom M. Boglia, was Seitenmoränen dokumentieren.

Von Osteno gegen Intelvi vorstoßendes Eis traf E von Arogno auf solches, das aus der Luganer See-Talung über den Sattel NW des Dorfes überfloß. Im Staubereich lösten sich von beiden Talflanken steil abfallende Moränen. E von Arogno bewirkte das eingedrungene Mera/Adda-Eis die Ablagerung von Stauschuttmassen.

Von der Sighignola (1321 m) empfing der Mera/Adda-Gletscher gegen NE, N, NW und W abfallende Eiszungen.

NE und E von Maroggia hielt sich der würmzeitliche Eisrand – wohl dank der Zuschüsse von der Monte Generoso-Kette (1701 m) – auf über 800 m, was Kristallin-Erratiker im Tälchen E des Monte S. Agata belegen. Mit den Rundhöckern zwischen San Salvatore (912 m) und M. Arbóstora (822 m) sowie jenen auf der N-Seite des M. San Giorgio, die bis 860 m, weiter SW und SE noch bis 700 m emporreichen, belegen sie über die Gabelung des Luganer Sees eine Eishöhe von über 900 m. Auf der Arbóstora-Halbinsel treten Erratiker bis auf gut 800 m Höhe gehäuft auf (M. Reinhard in D. Bernoulli et al., 1976k). Bis Porto Ceresio und Capolago fiel die Eisoberfläche auf 700 m, dann infolge des sich ausweitenden Ablationsgebietes und des Ausbleibens der Zuschüsse, noch steiler ab.

Am Monte Piambello stand das rißzeitliche Tessin/Adda-Eis bis gegen 1000 m. Die bis 1129 m aufragenden Kuppen trugen noch Firnkappen. Im Würm-Maximum floß vom Monte S. Giorgio (1097 m) Eis zu. Selbst im Stadium von Parè-Uggiate (= Brivio) hingen auf der N- und E-Seite Eiszungen bis auf 700 m herab.

Ebenso floß vom Monte S. Giorgio (1097 m) noch Eis zu. Selbst im Stadium von Parè-Uggiate (= Brivio) hingen auf der N- und E-Seite Eiszungen bis auf 700 m herab.

SE von Serpiano hing eine Eiszunge ins Quellgebiet des Gaggiolo hinüber. N und W von Méride wurden sie um 600 m von einer Moräne eines von E eingedrungenen Lappens gestaut und flossen dann subglaziär ab. S des Dorfes bekunden Abflußrinnen innere Stände.

In der Riß-Eiszeit drang Adda-Eis von Argegno über Alpe di Cerano (953 m) und über A. d'Orimento (1275 m) in die hinterste Valle di Muggio ein und reichte dort bis auf rund 1350 m empor, so daß nur der seinerseits firnbedeckte Pizzo della Croce (1491 m) über die Eisoberfläche emporragte. Auf der NE-Seite des M. Generoso liegt der

höchste Erratiker auf 1260 m (D. Bernoulli, 1976k). Am Sasso Gordona, am Monte di Binate und am Colmegnone stand das rißzeitliche Adda-Eis bis auf 1250 m, am Poncione della Costa und am M. Bisbino um 1200 m. Auch die Kuppen S des Monte Generoso, von der Bellavista über den Dosso Bello (1136 m) zum Caviano (1038 m), waren noch eisbedeckt. Am S-Grat der Scereda, bei Cragno und SW vom Caviano stand das Adda-Eis noch um 950 m.

Von Intelvi fiel eine würmzeitliche Moräne gegen Alpe di Cerano, der Wasserscheide zur schweizerischen Valle di Muggio, auf 970 m ab. Gerölle von Muskowit-Gneis im oberen Talabschnitt wurden durch Schmelzwässer verfrachtet. Auf den langsam ausapernden Flanken bildete sich ein mächtiger Schuttmantel. Der gegen S. Nicolao abfallende S-Grat der Scereda ist von 750 m an eisüberprägt. Neben Rundhöckern stellen sich zunehmend zahlreicher werdende Kristallin-Erratiker ein.

Bis Sagno N von Chiasso war die Eisoberfläche auf unter 700 m abgesunken. Gegen die untere V. di Muggio fiel sie weiter ab, was NE von Morbio Superiore stirnnahe Moränenstaffeln belegen.

In der V. di Muggio wurde die Breggia zu einem See, der mitgeführte Schutt zu einer Terrasse aufgestaut. Diese läßt sich von Caneggio bis hinter Càsima verfolgen und geht in den Sander eines Generoso-Gletschers über, der bis 600 m herabreichte.

Vom Monte Generoso stiegen auch Eiszungen gegen NE, E und SE ab und sammelten sich mit dem vom Sasso Gordona (1410 m) abfließenden und über Alpe di Cerano zustoßenden Mera/Adda-Eis zum Breggia-Gletscher. Dies wird durch einen Moränenwall belegt, der von Rondagno N von Muggio bis unter 700 m abfällt. Gegen SW und SE hingen Eiszungen bis 900 m herab; vom SW gelegenen Monte S. Bernardo (1348 m) reichte die gegen NW absteigende bis 850 m. Das vom M. Bisbino (1325 m) gegen NE sich wendende Eis endete um 750 m, später um 800 m; das gegen W bis SW abfließende vermochte den Adda-Gletscher noch zu erreichen. Mit dem Zurückschmelzen wurden die Zungen des M. Bisbino, später jene des Poncione della Costa und des Pne. di Laglio selbständig.

Moränen auf den in die Valle di Muggio absteigenden Grate bekunden, daß aus den Karen des Monte Generoso noch im frühen Spätwürm Firnfelder herabhingen.

Zwischen Balerna und Mendrisio traf das gegen SW vordringende Mera/Adda-Eis auf einen Stirnlappen des Tessin/Mera-Gletschers und hinterließ den Endmoränenbogen Albiolo–Olgiate–Girónico al Monte. Auf der NE-Seite von Como stand es bei Brunate ebenfalls auf 700 m. Dann fiel die Oberfläche gegen SE über Visigna–Ponzate–Tavernerio ab, was Moränen und Stauterrassen bekunden. Ein Lappen umschloß das Zungenbecken des Lago di Montórfano. Der von Como gegen S, zwischen den Monti delle Croci vordrängende Stirnlappen schüttete konform verlaufende Endmoränen.

Zwischen Méride und Viggiù hing das Eis des Mendrisiotto mit dem über Porto Ceresio abfließenden zusammen und drang in mehreren Lappen gegen die Po-Ebene vor.

Beidseits der Arme des Comer Sees bekunden neben Wallmoränenresten, Stauterrassen und Rundhöckerfluren auch zahlreiche, zuweilen deutlich zeilenartig angeordnete Erratiker, etwa von Brunate nach Monte Piatto SE von Torno, bestimmte Eisrandlagen. Der Sasso di Lupo wird auf 1600 m^3 geschätzt.

Auffällige Granit-Blöcke – die Pietra Nariöla (585 m) und die Pietra Péndola (655 m) oberhalb von Blévio und auf dem Monte Piatto belegen Felsstürze in der Val Másino zur Zeit des Stadiums von Brivio. Auf der Alpe Pietraluna S von Bellagio lassen sich die Pietra Luna (960 m), ein Veltliner Gneis, und die Pietra Lentina (940 m), ein Bergeller

Fig. 187 Pietra Lentina (940 m), ein vom Adda-Gletscher verfrachteter Granit aus der Val Másino, wohl der größte Erratiker der Lombardei. Photo: A. Balbi, Erba.

Granit, ein Ghiandone aus der Val Másino, mit 20×10×9 m der größte Erratiker der Lombardei (F. Mauro & G. Nangeroni, 1949; Nangeroni et al., 1977a), dem gleichen Eisstand zuordnen (Fig. 187).

Der Masso del Freddo, der im letzten Jahrhundert bei Arosio gesprengt worden ist, war sogar gegen 8000 m³ groß (G. Frigerio, 1980).

Von der S-Seite des Triangolo Lariano seien zwei Riesen-Erratiker erwähnt: ein Serpentinit-Block aus der Val Malenco bei S. Miro al Monte in der V. Ravella E von Canzo und der Sass del Nümer, ein gefältelter Gneis bei Castelmarte. Ein prachtvolles Blockfeld findet sich auf Morano W von Canzo (G. Achermann, mdl. Mitt.).

Der höchste Findling im ganzen Triangolo Lariano, ebenfalls ein Másino-Granit (1295 m), wurde wohl bereits zur Riß-Eiszeit auf der Costa del S. Primo abgelagert.

Bis in die Höchststände der Würm-Eiszeit war auch die Kette des Monte Bolettone (1317 m)–M. Palanzone (1436 m) verfirnt. Eiszungen hingen auf der N-Seite des M. Bolettone bis auf 900 m, auf der ENE-Seite des M. Palanzone bis unter 800 m herab.

Am W-Rand des Lecco-Armes liegen die höchsten Erratiker auf Alpe Spessola (1255 m) W von Barni. Auf der Colma del Piano (1115 m), dem Sattel zwischen Asso und Nesso, finden sich rißzeitliche Geschiebe – Serpentine, Granite, Amphibolite, Gneise – bis auf 1150 m Höhe, auf der Colma S der Corni di Canzo bis gegen 1000 m.

Im Würm-Maximum waren die Kuppen um Magreglio noch vom Eis überfahren. Dagegen ragten der Monte Nuvolone (1093 m) und der zum M. S. Primo ansteigende NNE-Grat mit dem Ceppo del Mucchio (1086 m) und dem M. Fopa (1118 m) bereits über die Eisoberfläche empor.

Selbst noch am S-Ende des Lago di Lecco, am Monte Barro (922 m), stand das Adda-Eis zur Zeit dieses Maximalstandes, bei dem der gegen Mailand vorrückende Lappen bis Casatenovo reichte, bis auf 890 m, was durch Findlinge von Másino-Granit, Serpentinit aus der Val Malenco und Veltliner Gneis belegt wird. Geschichte und Transportweg des Sasso di Preguda, eines weiteren Másino-Granitblockes (650 m) N von Valmadrera, hat schon A. Stoppani in Versform geschildert (Nangeroni, 1977b).
Bei Valmadrera sind auch mächtige von Moräne überlagerte Eisrandablagerungen aus einer würmzeitlichen Vorstoßphase aufgeschlossen.

Die fossile Flora von Cadenabbia am Comer See

Bei Cadenabbia am W-Ufer des mittleren Comer Sees fand A. Baltzer (in Baltzer & E. Fischer, 1891) über mindestens 4 m Grundmoräne in 6 m mächtigen ungeschichteten Tonen, die von 1,5 m mächtigen Kiesen mit kleinen Geschieben von Granit, Gneisen, Diorit, Serpentin, Verrucano und Kalken überlagert werden, eine fossile Flora mit Blättern, Samen sowie kleineren Stamm- und Rindenstücken mit dem Mineral Vivianit.
E. Fischer konnte folgende Reste identifizieren: *Abies alba* – Samen, *Picea abies* – Samen, *Laurus nobilis* – Blätter mit übereinstimmenden Spaltöffnungen, ein unvollständig erhaltenes Blatt von *Smilax aspera*, mehrere Blätter von *Quercus petraea*, *Corylus avellana* und *Carpinus betulus* sowie mehrere Ast- und Zweigreste von *Cupressus*. Da der Lorbeerbaum am Comer See heute – wohl verwildert? – vorkommt, dürfte die fossile Flora eher ein wärmeres Klima bekunden. Abfolge und Floreninhalt deuten auf letztes Interglazial.

Das Stadium von Brivio (= Parè–Uggiate = Sesto Calende)

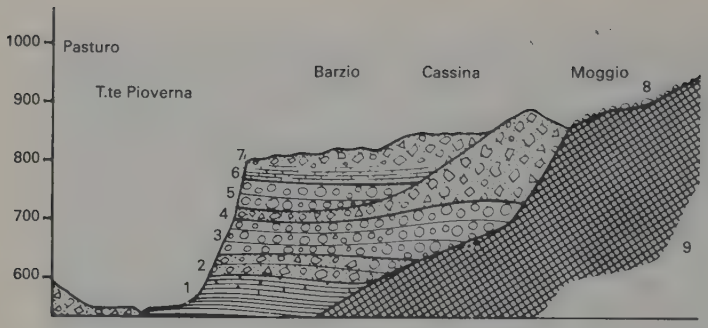
Noch im 5 km innerhalb des würmzeitlichen Maximal-Standes gelegenen Stadium von Brivio reichte das Mera/Adda-Eis in der mittleren Val Varrone auf 900 m. Dies wird belegt durch eine Mittelmoräne zwischen dem Varrone-Gletscher und dem vom Monte Legnone (2609 m) abgestiegenen Gletscher. Zugleich bestand eine Verbindung über den Sattel N von Casargo (930 m) mit dem Eis der Valsássina.
Das in die Valsássina eingedrungene Mera/Adda-Eis erhielt von der Corna Grande (2090 m) noch Zuschüsse. Bei Bardelino und Gorio, kurz vor der Stirn des Valsássina-Armes am Colle di Balisio (720 m), stand es auf über 800 m. Vom Gletschertor flossen Schmelzwässer gegen SSW ab; von Ballábio Inferiore erfolgte der Abfluß E um den Monte Melma, dann subglaziär gegen Lecco (S. 365).
Stirnmoränen des Brivio-Stadiums haben sich E der Adda bei Cisano, Villasola, Odiago und S. Ambrogio und W der Adda bei Toffo SSW von Brivio ausgebildet. Ein westlicher Stirnlappen erfüllte das Becken von Beverate. Moränenreste liegen bei Foppaluera, Vescuria, S. Zeno und Porchera. Eine zugehörige Schotterflur hat sich bei Arlate und bei Villa d'Adda in der Ebene der Villa di Basso entwickelt.
Über dem Paß von Grándola stand das Mera/Adda-Eis, wie Rundhöcker und Wallreste belegen, auf 950 m.
Der durch den Taltrog des Lago di Lecco abfließende Arm spaltete sich kurz vor Lecco auf. Einen Lappen entsandte er nach SW über Valmadrera in die Becken der Seen von Annone, Pusiano und Alsèrio. Dieser ist noch von inneren Jung-Endmoränen umgürtet.

Über Barni und Valbrona, den südwestlichen Seearm, stieß Adda-Eis über Asso–Ponte Lambro gegen Erba vor, wo es eben noch mit dem des Lago di Alsèrio zusammenhing. Über Canzo drang ein schmaler Lappen ins Tal des Lago del Segrino ein, wo er vom Eis im Becken des Lago di Pusiano gestaut wurde.
Der südliche Lappen des Lecco-Arms schob sich bis über Brivio vor, wo er sich in zwei von Moränen umgürtete Zungen aufspaltete. Hinter den zurückschmelzenden Brivio-Lappen bildete sich ein bis Lecco reichender See, der im frühen Spätwürm durch die Schmelzwässer des Golavesa-Gletschers und die Schuttfächer von Olginate, von Calolziocorte und von Villa unterteilt wurde. Während der See von Brivio im Holozän verlandete, haben sich die nördlicheren, Lago di Olginate und L. di Garlate, erhalten.
Längs des Lambro hatten sich verschiedene Terrassen ausgebildet. Ihre höchste wird E von Seregno von einem mehrere Meter mächtigen Boden bedeckt.
Auch bei Como reichte das Eis noch auf über 500 m. W und S der Stadt drang es über die Sättel der südalpinen Molasse vor und spaltete sich in von Endmoränen umgebene Stirnlappen auf: der gegen SE vorgedrungene gabelte sich am W-Ende des Montórfano, der nördlichere reichte bis Tavernerio, der südliche dämmte den Lago di Montórfano gegen Como ab. Der gegen S abfließende Lappen wandte sich bis gegen Cantù-Asnago. E des Sévesco läßt sich dieses Stadium in mehreren Wällen über Cucciago–Montecastello verfolgen. Der von Como gegen SW vorstoßende Lappen schüttete die Moräne von Maccio–Lusiago–Fino–Costa. Innerhalb der Comasker Moränenkränze zeichnen sich jüngere Eisstände durch Stauterrassen und Wallreste ab.
Mit dem Abschmelzen des Eises von Tavernerio erfolgte die Entwässerung der nordöstlichen Lappen sowie der Firnfelder auf der S-Abdachung der Kette Monte Uccellera–M. Bolettone (1317 m) rückläufig. Dabei hat sich das Tal der Cósia weiter vertieft.
Über Chiasso hing der Comer See-Arm mit dem Tessin/Mera-Eis zusammen, dämmte das Muggiotal ab und hinterließ am Ausgang die Moränen von Morbio Superiore–Castel-S. Pietro–Salorino. Beim Abschmelzen wurden gegen Mendrisio abfallende Abflußrinnen eingetieft.
Zwischen Monte Olimpino und M. Prato drang eine Zunge gegen S vor. Dabei wurde der Endmoränenbogen von Parè–Faloppio–Uggiate geschüttet. Die Schmelzwässer wurden zunächst von der gegen SE abfließenden Lura aufgenommen. Beim Zurückschmelzen ins Becken von Faloppio wurde die Entwässerung rückläufig und erfolgte subglaziär über Chiasso nach Como, später durch den Breggia-Durchbruch ins Comer See-Becken (F. Sacco, 1893; A. Stella, in V. Novarese et al., 1937k; C. Saibene, 1950; L. G. Nangeroni, 1954; A. Riva, 1957; H. Renfer, 1963, 1964; V. Longo, 1968). Beckeneinwärts schließen die Staffeln von Gaggino–Bernaschina und Trévano–Camnago–Bernasca–Drezzo an (Longo, 1968).
Im Mendrisiotto stirnte ein Lappen W von S. Pietro sowie W und SW von Stabio. Im Varesino finden sich Moränen, die dem Stadium von Parè–Uggiate (= Sesto Calende des Toce/Tessin-Gletschers) entsprechen, ebenso bei Arcisate, 6 km SSW des See-Endes von Porto Ceresio. Gegen S drang ein Lappen gegen Viggiù–Baraggia ins Bévera-Tal vor. Zwischen diesem Lappen und dem von S. Pietro–Stabio flossen Schmelzwässer durch die Clivio-Talung und vom Gletschertor bei Gaggiolo gegen S.
Mit dem Nachlassen der Stoßkraft des über den Sattel des Monte Ceneri (554 m) übergeflossenen Vedeggio-Armes des Tessin-Gletschers (S. 420) vermochte der Porlezza-Arm stärker gegen Ponte Tresa vorzudringen, was am Monte Caslano durch Rhätkalk-Erratiker aus der Valsolda belegt wird (F. Pasquier, 1972).

Fig. 188 Das S-Ende des Comer Sees mit der Stadt Como, links der Lias-Sporn von Brunate, rechts die Molasse-Kette des Monte della Croce (536 m). Im Hintergrund durch flach bogenförmige Waldstreifen verdeutlicht, die würmzeitlichen Endmoränenwälle des Adda-Gletschers und ganz im Hintergrund rißzeitliche Wälle mit der Stadt Cantù (links hinten).
Photo: BRUNNER, Como. Aus: G. NANGERONI, 1970a.

Die Quartär-Ablagerungen in der Valsássina und in der Val del Gerenzone

Wie der Comer See ist auch die Anlage der E der Grigna-Gruppe gelegenen Valsássina durch mehrere tektonische Störungen bedingt (V. NOVARESE et al., 1937K; G. NANGERONI, 1971, 1977b).
Bereits im jüngeren Tertiär und in den Interglazialzeiten wurde fluvial kräftig ausgeräumt, und in den verschiedenen Eiszeiten drang von Dervio und von Bellano ein mächtiger Arm des Adda-Gletschers Varrone- und Pioverna-aufwärts in die Valsássina ein, erhielt dabei einerseits von der Grigna-Gruppe (2410 m) und anderseits vom Pizzo dei Tre Signori (2554 m), von der Corna Grande (2090 m) und von der Cima di Piazzo (2057 m) durch den Troggia- und den Pioverna-Gletscher noch Zuschüsse. Über den Sattel von Balisio (723 m), durch die Talung von Ballábio und die Täler der Grigna und der Gerenzone floß dieser Arm gegen Lecco, wo er sich wiederum mit dem durch das Becken des Lago di Lecco abgeflossenen Eis vereinigte und dabei dessen westlichen Teil durch die Talung von Valmadrera ins Becken des Lago d'Annone abdrängte.
In den würmzeitlichen Maximalständen dürfte die Eishöhe am Zucco Angelone (1165 m) S von Intròbio bis gegen 1000 m gereicht haben, was durch glaziale Geschiebe belegt wird. W der Costa Panic (1077 m) setzt auf 1100 m ein höchster Wallrest ein.
Eine eindrucksvolle Abfolge eiszeitlicher Sedimente läßt sich SW von Bárzio beobachten (Fig. 189–191). Diese ist, da beweisende, interglaziale Bildungen – warmzeitliche Seeablagerungen, Schieferkohlen, Paläoböden – fehlen, viel eher – mindestens größten-



1 = geschichtete Seetone
2 = Moräne
3 = verfestigte glazifluviale Schotter
4 = Moräne
5 = glazifluviale Schotter
6 = geschichtete Silte
7 = Moräne
8 = Moränendecke mit einzelnen Geschieben
9 = Felsuntergrund: Karnische Mergelkalke

Fig. 189 Die Eisstausee-Ablagerungen unterhalb von Bárzio in der Valsássina.
NANGERONI glaubt in der Abfolge 1–7 fast das gesamte Quartär vertreten zu sehen, von der Günz-Eiszeit (1) über die Mindel- (2+8) und Riß- (4) bis zur Würm-Eiszeit (7). Die trennenden Konglomerate und Schotter betrachtete er dabei als interglazial. Aus: G. NANGERONI (1977b).

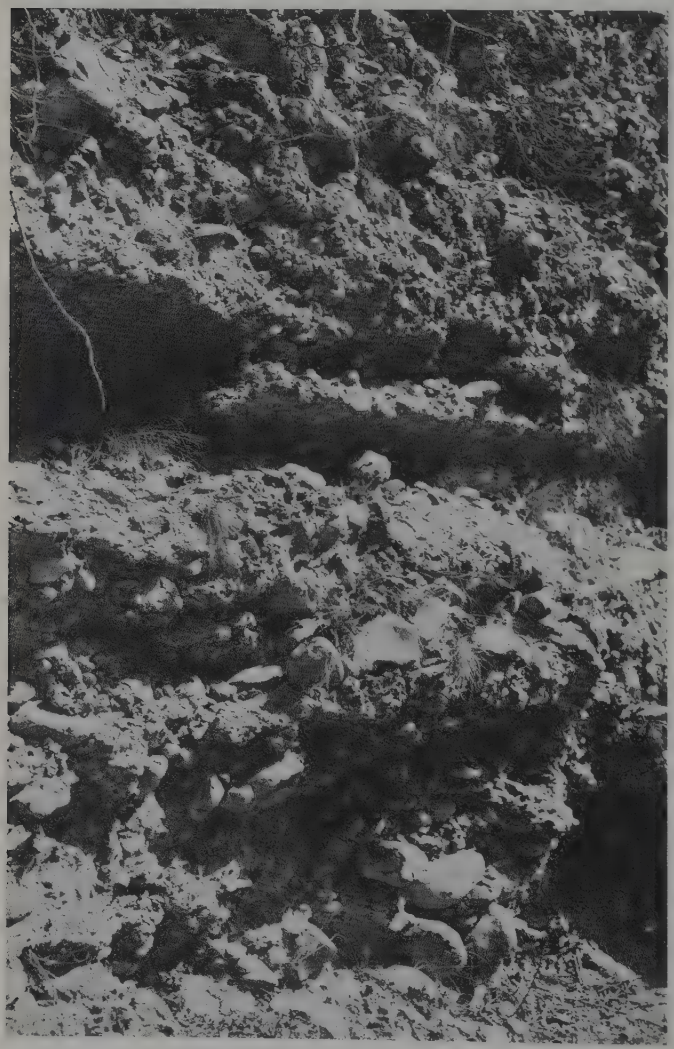


Fig. 190 Die zementierten Schotter der Hochfläche von Bárzio in der Valsássina.
Sie liegen über den gebänderten Seeablagerungen von Fucine und unter der Moräne von Bárzio (vgl. Fig. 189 und 191).
Photo: Prof. G. NANGERONI.
Aus: G. NANGERONI, 1977b.

Fig. 191 Die gebänderten Seelehme von Fucine unterhalb von Bárzio in der Valsássina. Die hellen Lagen wurden im Sommer im schlammigen Gletscherschmelzwasser, die dunklen mit reichlich organischen Resten im Spätherbst abgelagert.
Photo: Prof. G. NANGERONI.
Aus: G. NANGERONI, 1977b.

teils – in die Würm-Eiszeit zu stellen. Sie umfaßt nur eisrandnahe und vom mehrfach darüber vorgestoßenen Eis überschüttete glazigene Sedimente und belegt damit das hochwürmzeitliche Geschehen. Selbst die geringe Moränendecke mit vereinzelten Geschieben ist wohl noch der Würm-Eiszeit zuzuweisen.

Ein von NANGERONI und seiner zeitlichen Deutung nur unwesentlich abweichendes Profil gibt M. CHARDON (1969, 1975) von der Quartär-Abfolge von Bárzio. Durch 2 Pollenspektren und durch einige Schwermineralanalysen sucht CHARDON die Deutung zu untermauern. Leider belegen die beiden von J. L. DE BEAULIEU (in CHARDON, 1975) untersuchten Pollenproben aus den Seeablagerungen von Fucine nur Altpleistozän mit den pliozänen Floren-Elementen *Carya* und *Liquidambar*. Die Zusammensetzung und die Tatsache, daß nur 2 Proben Pollen erbracht haben, deuten darauf hin, daß diese zum Teil aufgearbeitet sind und ihre %-Werte für eine zeitliche Einstufung wenig aussagen. Hingegen deuten die hohen Werte von *Artemisia* (42,5%), Gramineen (6,9%), Chenopodiaceen (5,2%) und *Ephedra* (3%) mindestens auf eine subautochthone kaltzeitliche Flora. Die 23,7% betragenden *Pinus*-Pollen dürften allenfalls aus der nahen Brianza durch SW-Winde eingeweht worden sein. Leider sind die Aufschlüsse heute zum Teil überwachsen. Teile einer analogen Abfolge zeigen sich auch in der bei Lecco mündenden Valle del Gerenzone, so E der Brücke von Malavedo gegen den Monte Albano (601 m), wo sich zwischen zwei Moränen eine Konglomeratbank einstellt, sowie SW des Sattels von Ballábio. Dort liegen auf den Dolomiten des M. Melma glazifluviale Schotter und Sande, die von Moräne bedeckt werden (G. NANGERONI, 1977b). Auch CHARDON (1969, 1975) sieht in diesen Ablagerungen altquartäre Sedimente.

Im Stadium von Brivio stand das Eis des Valsássina-Armes des Adda-Gletschers SE von Intròbio auf gut 930 m, SE von Bárzio noch auf 920 m. Dann fiel die Eisoberfläche gegen die Mündung des Pioverna-Gletschers bei Cassina auf 880 m. Zugleich empfing das Adda- von SW Ferrera-Eis aus dem Talschluß von S. Pietro (1350 m). Nach letzten

Zuschüssen von der Cima di Muschiada (1458 m) und vom Zucco di Dèsio (1656 m) SW von Maggio fiel die Stirn steil ab und traf bei Casole Balisio noch mit den südöstlichen Grigna-Gletschern zusammen, die durch die Valli dell'Acqua Fredda, dei Grossi Lunghi und del Geron abflossen. Ihre Schmelzwässer wandten sich dann gemeinsam gegen SSW (S. 363). Dabei trafen sie bei Ballábio Inferiore auf die Stirnmoräne des von Lecco in die Valle del Gerenzone eingedrungenen Adda-Gletscherlappens. Dadurch wurden sie im Becken von Ballábio – wie schon beim entsprechenden Stand des sich aufbauenden Gletschers – zu einem See aufgestaut, der E des Monte Melma gegen Lecco überlief (S. 361).
Durch die Val dei Molini stieg noch im frühen Spätwürm ein Gletscher vom Grignone (2410 m) bis an die Mündung der Valsássina herab und schüttete in diese einen Sanderkegel. Im jüngeren Spätwürm hing eine Zunge bis gegen 1300 m und im ausgehenden bis 1550 m herab. Die Karst-Hochfläche N des Grignone war noch im letzten Spätwürm bis unter 1800 m herab vergletschert.
Von der Grignetta (2184 m) stießen damals ebenfalls Gletscherzungen tief herab. Die gegen W abfließende Zunge vereinigte sich zunächst mit derjenigen vom Grignone (2410 m) zum Meria-Gletscher. Dieser sowie die gegen SW abgefahrenen Eismassen lieferten dem Adda-Gletscher durch die V. del Monastero noch Zuschüsse. Die gegen SSE abgestiegene Zunge kalbte zunächst im Stausee. Bei ihrem Zurückschmelzen wurde der See durch den vor ihrer Stirn gebildeten Schuttfächer unterteilt und zugeschüttet.
Bei Laorca zwischen Malavedo und Ballábio Inferiore liegen Trümmer eines prähistorischen Bergsturzes (Nangeroni, 1977b).

Das Lecco/Melide-Stadium

Bis ins *Lecco/Melide-Stadium* vereinigte sich bei Lugano der über den Paß von Grándola geflossene Arm des Mera/Adda-Gletschers mit dem über den Ceneri vorgestoßenen Tessin-Eis. Dabei wurden zuvor – wohl auf abschmelzendes Eis – niedergebrochene Sturzmassen vom San Salvatore und von den Flanken NNE von Campione frontal zu einer 80 m hohen subaquatischen Moräne gestaucht, die zwischen Melide und Bissone den Luganer See quert (Fig. 192 und 194).
Die Bildung sublakustrer Torfe mit Eichenstämmen, die der Moräne aufliegen, erfolgte, wie jene im Stretto di Lavena und bei Ponte Tresa, über lange Zeit. Nach dem Polleninhalt – einer von den Gebirgswäldern stammenden *Abies*-Dominanz mit reichlich *Quercus* und *Pinus*, im Profil von Lavena mit basalem *Corylus*-Gipfel und steigender *Alnus*-Kurve – dürfte sie in der frühen Eichen-Erlen-Zeit begonnen und bis ins Neolithikum(?) angedauert haben. Sie bekundet einen 2–7 m tieferen Seespiegel. Dieser wurde durch Zuflüsse bei Ponte Tresa aufgestaut, anderseits senkte sich wohl auch der Moränengrund (A. Jeannet & W. Lüdi, 1944; S. 372).
Der nach SE, durch den Lago di Lecco vorgestoßene Gletscher stirnte S von Lecco, 13 km interner als die Moränen von Brivio; von Malgrate steigen Seitenmoränen gegen Pescate ab.
Der von Bellagio gegen SW sich wendende Arm endete – wohl wegen der Mündung der Breggia – im südlichsten Comer See-Becken, was eine um 400 m gelegene Stauterrasse in der bei Argegno mündenden Val Telo, Seitenmoränen in Nesso-Vico um 360 m und Rundhöcker belegen.

Fig. 192 Die südlichen Arme des Luganer Sees vom Monte San Salvatore aus. Der am M. San Giorgio (rechte Bildhälfte) sich in die Arme von Capolago (links) und von Porto Ceresio (rechts) aufspaltende Luganer See war noch in der letzten Eiszeit vom vereinigten Adda/Tessin-Gletscher erfüllt. Die Landzunge von Melide (rechts) mit ihrer subaquatischen Fortsetzung stellt eine spätglaziale Stirnmoräne dar. Auf ihr wurde im Jahre 1848 der erste Seedamm von Melide-Bissone errichtet.

Zum Melide-Stadium zu zählende Seitenmoränen stellen sich über dem N-Ufer des Luganer Sees am Ausgang der Valsolda, bei Porlezza, und weiter E, bei S. Pietro, ein, wo auch Kameterrassen und Rundhöcker auftreten (P. Süssli, 1972). Weiter E bildeten sich beidseits der im Streichen der Trias-Lias-Grenzschichten verlaufenden Talung Schmelzwasserrinnen aus. Diese bekunden internere Eisstände, wie sie beim Linth/Rhein-Gletscher nach dem Hurden-Stadium auftreten. Am Comer See zeichnen sich analoge Eisstände E von Menaggio, SW von Griante, auf der Halbinsel von Bellagio und S von Bellano durch Moränen, Stauterrassen und Rundhöcker ab. Mit dem Abschmelzen des Eises über der Schwelle von Grándola riß die Verbindung zum Tessin-Gletscher ab. Diese Schwelle sowie die Halbinsel von Bellagio sind vom Eis besonders stark zu Rundhöckern überprägt worden.

Infolge des allmählichen Ausbleibens von Zuschüssen schmolz das Eis auch im Comer See-Trog zurück. Eine spätere Staffel wird bei Croce durch Moränen, Rundhöcker und Stauschuttmassen belegt.

Aus den Karen des Grignone (2410 m) und der Grignetta (2184 m) stießen Gletscher durch die V. Meria bis Mandello del Lario und durch die V. del Monastero bis Abbadia Lariana vor, wo sie zunächst noch vom Adda-Eis aufgenommen wurden, dann sukzessive zurückgeschmolzen sind, was Stauterrassen belegen.

Mit dem weiteren Abschmelzen wurden Adda- und Mera-Gletscher selbständig, wobei der Mera-Gletscher im Becken des Lago di Mézzola gestirnt haben dürfte.

Da die Gletscher schon im Frühwürm um Lugano in ein ähnliches Relief vorgestoßen sind wie im spätwürmzeitlichen Melide-Stadium, dürften die Schotter im unteren Cassarate-Tal großenteils bereits damals in einem Eisstausee abgelagert worden sein, umsomehr, als der Terrassenbereich von Tesserete–Dino allenthalben eine mächtige – hoch- bis spätwürmzeitliche – Moränendecke trägt (H. ANNAHEIM, 1934). Beim weiteren Vorrücken staute sich das übergeflossene Adda- und Tessin-Eis gegenseitig hoch, so daß weder Lagerung noch Gestalt der Schotterfluren stärker beeinträchtigt wurden.

ANNAHEIM (1934, 1936) möchte die Schotter mit zwei Eisständen des Cassarate-Melide-Stadiums verbinden. Das eiszeitliche Geschehen sieht er zeitlich eng gerafft, vorab zwischen dem Eindringen des Mera/Adda-Eises in's untere Cassarate-Tal zum Stand von Pregassona–Savosa und der sicher spätwürmzeitlichen Schüttung der Moränen von Porza–Lugano–Gentilino und von Melide. Beim Eisabbau bildeten sich im unteren Cassarate-Tal tiefere Terrassen; zugleich wurde die Schlucht weiter vertieft.

Mit der zeitlichen Abfolge im unteren Cassarate-Tal eng verbunden ist die Altersfrage der von kiesigen Sanden und Moräne überlagerten pflanzenführenden Mergel und sandigen Lehme von Noranco und Paradiso-Calprino, W und N des San Salvatore. Da diese Sedimente im oberen Abschnitt gekritzte Geschiebe enthalten (A. BALTZER, 1892; S. BLUMER, 1906), müssen sie «unmittelbar vom Gletscher weg abgelagert worden sein» (BLUMER; ANNAHEIM, 1934).

Aus der Gestalt der Täler des Luganese geht hervor, daß der Mera/Adda-Gletscher das Becken von Porlezza–Melide und Tessin-Eis das Vedeggio-Tal, den Lago Maggiore und das untere Tresa-Tal bis Fornasette erfüllt hatten. Im Tal Noranco–Figino und am S. Salvatore wurde ein See aufgestaut, in dem Abspülprodukte von Moränen – geschichtete Tone und gekritzte Geschiebe – abgelagert wurden. Er wurde durch eine Eis-Barriere am Riegel von Fornasette bis auf 327 m gestaut. Höher gelegene See-Sedimente sind durch lokal höheren Eisstau bedingt. Aus dem Floreninhalt der Mergel von Noranco und Calprino schlossen H. BROCKMANN-JEROSCH (1923) und ANNAHEIM auf eine von Eichenwäldern mit Nadelbäumen und immergrünem Unterholz umgebene Gletscherlandschaft, auf Klima- und Vegetationsverhältnisse, wie sie sich in S-Alaska, Patagonien und Neuseeland bieten. Wie im Cassarate-Tal unterschied ANNAHEIM zwei sich folgende Phasen: die Ablagerung der Tone und ein langsames Vordringen des Eises, eine «Transgressions-Fazies» mit gekritzten Geschieben. Darüber liegt unten eine mehr lehmige Moräne und dann die blockige Seitenmoräne von Lugano–Melide. In einer Mulde bildete sich bei Calprino ein Tümpel, in dem Seekreide ausgefällt wurde.

P. MÜLLER (1957) konnte in Pollenprofilen aufzeigen, daß die Abfolge von Noranco als frühwürm-interstadial mit abnehmendem Wärmeinhalt zu deuten ist (Bd. 1, S. 164).

Wie schräggeschichtete Schotter mit horizontalliegenden Übergußschichten bei Brusata N von Molinazzo im Tresa-Tal (P. BRUNNER, 1930), die Schotter weiter E und jene von Neggio-Pura belegen, wurde beim späteren Vorstoß am Eisrand ein See gestaut, was auch Pollenspektren mit kaltzeitlicher Flora – Zwergbirke und Pionierweiden, *Ephedra*, *Artemisia*, Rosaceen, *Helianthemum*, Umbelliferen, zungenblütige Compositen – im Magliasina-Durchbruch E von Pura und SW von Agno bekunden (F. PASQUIER, 1972).

Am Monte Caslano teilte sich das Eis. Ein Arm stieß gegen S, gegen die Mündung des Scairolo vor, dessen Tal nun ebenfalls von Eis erfüllt wurde, der andere spaltete sich bei Ponte Tresa. Ein Lappen wandte sich über Lavena gegen E, gegen den von Agno

südwärts vorstoßenden Arm; der andere rückte Tresa-abwärts vor und traf auf das von Luino Tresa-aufwärts vordringende Tessin-Eis (S. 428).
Ein derartiges Zusammenfallen entsprechender früh- und spätwürmzeitlicher Stände ist auch von der Alpen-N-Seite – vom Rhein-, Linth- und Reuß-System – bekannt und spricht für die Richtigkeit der schon von A. Penck & E. Brückner (1909) vorgenommenen Parallelisation von Konstanz-, Hurden-, Gisikon–Honau-Stadium mit demjenigen von Lugano–Melide/Lecco.

Die Quartär-Füllungen im Mendrisiotto und im Luganese

Im frontalen Bereich des Schuttfächers aus der Val Serrata S von *Riva-S. Vitale* (289,7 m) sind zunächst gut 18 m eckiger Kalkschutt durchfahren worden. Bis 39,25 m folgen glazifluviale und glaziale Ablagerungen mit Geschieben von Kieselkalken, Dolomiten, Quarziten, Porphyren und Gneisen, hernach 3,5 m graue Feinsande, 3,45 m braune Sande und erneut Moräne bis 56 m, darunter abermals 7 m glazilimnische Ablagerungen und 3,5 m Grundmoräne (?) mit vorherrschenden Kieselkalk-Blöcken, hernach 6,5 m Seeablagerungen, 3 m Warwen und 4 m tonige Grundmoräne. Darunter stellen sich 2,5 m Feinkiese und Grobsande und abermals 5,5 m tonige Grundmoräne ein, die von glazilimnischen Sedimenten unterbrochen wird. Bis zur Endtiefe von 97 m sind noch 9 m limnische Sande durchfahren worden.
Im unteren *Cassarate-Tal* sind SW von *Pregassona* (333,9 m) unter 11,1 m verschwemmter Moräne bis zur Endtiefe in 20 m warwige sandig-siltige Ablagerungen mit einem eingelagerten Gneis-Erratiker (16,3–16,6 m) durchfahren worden.
Auch oberhalb des Riegels von *Canobbio* hat sich im Becken von Ferrera nach dem Abschmelzen des Cassarate-Eises ein kleiner See gebildet. Eine Bohrung (330 m) hat unter 6,2 m Schottern bis zur Endtiefe in 14,4 m geschichtete Sande und tonige Silte erbracht.
In der *Valle del Vedeggio* zeigt die Bohrung E von *Mezzovico-Vira* (419,0 m) von 7,2–8,1 m und von 16,4–17,6 m größere Blöcke in alluvialen Schottern, die bis 70 m Tiefe reichen, wo sie von solchen mit kantengerundeten Geröllen abgelöst werden. Bis 91 m folgen moränenartige Schotter.
E von *Bioggio* (282,7 m) wurden bis 20 m grobgeröllige und sandige Alluvionen durchfahren, dann, nach 5,7 m Feinkies, bis 46 m Sande, im tieferen Teil mit organischen Einlagerungen. Bis zur Endtiefe von 100 m folgen Warwen mit kiesigen Einschaltungen.
NE von *Agno* (275,9 m) stellen sich nach 10,5 m Alluvionen dunkelgraue Sande mit Holzresten ein, welche noch im Luganer See abgelagert worden sind. Dann folgen Sande mit Einschaltungen von fluvialen Kiesen, von 82–89 m mit Holzresten, und bis zur Endtiefe erneut eine Wechsellagerung von dunkelgrauen sandigen und siltigen Ablagerungen mit organischen Resten.
Dagegen zeigt eine Bohrung im *Delta* der *Magliasina*, 740 m SSE von Magliaso, bis 68 m Deltaablagerungen, die um 50,5 m durch organische Reste dunkel gefärbt sind. Bis 83,2 m folgen grobe Sande und bis zur Endtiefe von 97 m Moräne mit Gneisen (Dr. J. W. Hansen, schr. Mitt.).
Sondierbohrungen in Loverciano W von *Castel-S. Pietro* (H.-J. Gysi, schr. Mitt.) erbrachten unter würmzeitlicher Moräne mit Erratikern einen über 4 m mächtigen, intensiv braunen warmzeitlichen Verwitterungslehm und darunter nochmals mindestens 1 m Moräne. Eine weitere, nur 25 m entfernte Bohrung zeigte unter verwitterter Moräne –

allenfalls einer älteren, da über ihr ein über 2 m mächtiges altes Mauerwerk durchfahren wurde – über 25 m außerordentlich stark verwitterte Scaglia.
Eine beim Bahnhof *Chiasso* abgeteufte Bohrung erbrachte unter lehmigen Schottern in einer Tiefe von 15–52,4 m tonige Lehme mit Pflanzenresten und Anzeichen einer Warwenschichtung. Dann folgten bis 56,5 m oberflächlich verwitterte Moräne mit über 2 m großen Gneis-Erratikern (H.-J. Gysi, schr. Mitt.).
In der *Valle del Laveggio* sind in der Bohrung 1,3 km SW von *Stabio* zuerst 28 m Moräne mit Kieselkalken, Porphyren und Gneisen, bis 46 m verschwemmte Moräne, bis 60,3 m Sande mit einzelnen Geröllen und schließlich bis zur Endtiefe in 99,7 m sandige Grund(?)-Moräne durchfahren worden. Dabei ist von 91,6–92,9 m ein Block von Oligozän-Konglomerat durchbohrt worden. NE von Stabio (354,1 m) stellt sich nach 10 m Schotter und gewaschenen Sanden bis 40 m eine warwenartige Wechsellagerung von sandigen und tonigen Schichten mit einzelnen Geröllen ein; von 18–19 m tritt eine Sandlage mit Porphyr- und Porphyrit-Geröllen auf. Diese Abfolge, von G. Beatrizotti als «depositi lacustri interglaciali» betrachtet, ist wohl glazilimnisch. Darunter liegen bis 55 m Tiefe braune Sande mit Geröllen von Kieselkalken, Porphyren, Porphyriten und Gneisen. Von 86,9 m an werden die Gerölle kantengerundet, so daß die noch folgenden 6,9 m bis auf die in 94 m anstehende Scaglia variegata als Grundmoräne zu deuten sind.
Im Profil von *Genestrerio* (341,6 m) ist nach 6,2 m sandigen Feinkiesen bis 16 m eine warwige Wechselfolge von Sanden, Silten und Tonen mit einer Feinkieslage durchfahren worden. Bis 27,4 m folgen Sande mit einzelnen Geröllen, bis 13,4 m Sande mit zugerundeten Kalkblöcken – Grund(?)-Moräne – dann bis 5,5 m graue Sande, bis 80 m eine Wechsellage von Sanden, Silten und Tonen mit einzelnen Geröllen, wohl glazifluviale Ablagerungen, und bis zur Endtiefe von 105,9 m «interglaziale» Warwen.

Die Entstehung des Luganer Sees

Wie die Anlage der Comer See-Talungen so reicht auch jene des Luganer Sees mindestens bis ins jüngste Oligozän zurück, da bereits damals ein Eisarm von dem zu andinen Höhen hochgestauten Bergeller Massiv und seiner östlichen Nachbarschaft in der gleichzeitig stattgefundenen Klima-Depression durchs Maira/Mera-Tal und durchs Veltlin bis in die Talung des Comer Sees vorstieß, von Menaggio über den Sattel von Grándola bis über Lugano gereicht haben muß. Ebenso bestand schon damals die Gabelung N des Monte S. Giorgio, da sich durch beide Taläste Schuttfluten geborstener Moränen-Stauseedämme ins Meer ergossen und am S-Alpenrand Molassefächer mit m-großen Bergeller Granodioriten und Tonaliten aufgebaut hatten (Hantke & E. Jäger, 1983; Jäger & Hantke, 1983).
Mit dem Zurückschmelzen von Adda- und Tessin-Eis aus den tektonisch angelegten und kräftig übertieften Tälern des Luganer Sees bildeten sich nach dem Stadium von Sesto Calende im nördlichen Mendrisiotto und um Ponte Tresa am Eisrand erste Teile des Sees. Nach dem Stadium von Lecco, bei dem die Seemoräne von Melide geschüttet wurde, reichte der Luganer See zunächst Vedeggio-aufwärts bis zu den Rundhöckern von Taverne, Cassarate-aufwärts bis unterhalb von Canobbio und der Porlezza-Arm bis über den Lago di Piano hinaus. Durch das Delta des aus der Val Cavargna austretenden Cuccio wurde dieser See vom Luganer See abgetrennt, der noch in römischer Zeit fast 4 km weiter E endete. In den letzten 100 Jahren ist das Delta fast 100 m vorgerückt.
Bereits im frühen Spätwürm, im Melide-Stadium, ist der schmale und offenbar wenig

Fig. 193 Der Monte Caslano von SW, ein vom Adda/Tessin-Eis überschliffener Rundhöcker am westlichen Luganer See. Links die Bucht von Ponte Tresa.

tiefe Arm des Piano Scairolo durch Schutt seitlicher Schmelzwässer zugeschüttet worden. Die Schuttfächer von Torricella und Bedano sowie der an den Rundhöcker von Grumo geschüttete Fächer von Gravesano–Manno trennten den obersten Vedeggio-Arm vom ältesten spätwürmzeitlichen Luganer See ab. Im jüngeren Spätwürm erfolgte die Zuschüttung des Abschnittes S von Lamone–Grumo–Manno. Noch später, erst im Holozän, wurde der südlichste Teil durch die Schuttkegel von Bioggio und Agno zu Restseen unterteilt, die nach und nach zur Val d'Agno verlandeten. Durch den Magliasina-Fächer wurde der eisüberprägte Inselberg des Monte Caslano (526 m) zur Halbinsel angelandet, und jene von Lavena bewirkten eine Abtrennung des Beckens von Ponte Tresa. Neben Magliaso haben sich auch am Luganer See die Uferorte – Brusimpiano, Figino, Lorgana, Brusino-Arsizio, Porlezza, Osteno, Lugano-Cassarate, Maroggia und Melano – auf Schuttfächern entwickelt.

Am augenfälligsten ist die Anlandung noch heute an der Vedeggio-Mündung. Im Frühmittelalter lag Agno noch am See. Um 1855 (DK XXIV und L. Lavizzari, 1859k) befand sich die Mündung noch 60 m talaufwärts.

Durch den Cassarate und den Schuttfächer des Cassone wurde die früher viel tiefere Bucht von Lugano im Laufe des Holozäns immer seichter. In geschichtlicher Zeit beträgt die Aufschüttung rund 1 km.

An den S-Enden, bei Porto Ceresio und bei Capolago, erfolgte die Verlandung durch die Bollettaccia und den Laveggio vorab im Spätwürm und im frühen Holozän. Zwischen Mendrisio und Riva-S. Vitale wurde am westlichen Eisrand geschichteter Glet-

scherschutt abgelagert. Der Schuttfächer am Ausgang der vom Monte S. Giorgio absteigenden Val Serrata führt eckigen Karbonatschutt. Er hat wohl bereits im frühen Spätwürm eine südlichste Bucht vom Luganer See abgetrennt.
Noch zur Römerzeit dürfte der See zwischen Riva-S. Vitale und Capolago fast 1 km weiter gegen S gereicht haben. Auch bei Porto Ceresio endete er damals über ½ km weiter S. Das E von Riva-S. Vitale vorspringende Horn stellt ein älteres Delta des Laveggio dar. Seit 1859 blieben die Ufer in beiden Buchten praktisch unverändert.
Wie alle insubrischen Seen ist auch der Luganer See starken Spiegelschwankungen und oft bedeutenden Hochwassern unterworfen. Höchststände wurden 1896 mit 273,06 m, 1951 mit 272,89 m und 1976 mit 271,70 m gemessen, tiefste Stände 1907 mit 269,93 m, 1922 mit 269,88 m sowie 1942, 1945 und 1966 mit 269,94 m beobachtet. Als mittlerer Seestand wird 270,49 m angegeben (A. Rima, 1975; Ann. idrogr. Svizzera, 1977).
Tiefbohrungen für eine Stabilisierung des Seespiegels haben bei Melide, auf dem Damm, in der Stretta di Lavena und bei Ponte Tresa fossile Torfmoore durchfahren, die belegen, daß der Spiegel zu ihrer Bildungszeit im späteren Boreal und im Atlantikum noch tiefer lag und daß diese während – und nach (?) – ihrer Bildung mit ihrer Wallmoränen-Unterlage abgesunken sind (A. Jeannet & W. Lüdi, 1944; S. 366).
1844–47 wurde auf der Moräne zwischen Melide und Bissone ein erster Damm erbaut.

Die Vegetationsentwicklung des Sottoceneri in Spätwürm und Holozän

Aufgrund eines Diagramms vom *Lago di Ganna* (452 m) aus der Frühzeit der Pollenanalyse (P. Keller, 1931) dürfte das in 5,60 m Tiefe mit Lebertorf einsetzende Profil mit bis 90% *Pinus*, fallender *Betula*-Kurve, *Corylus* und wenig *Salix* im Präboreal beginnen. Der *Corylus*- und der nachfolgende erste Eichenmischwald-Gipfel um 4,30 m dürften den Grenzbereich zum Boreal anzeigen. Dann spiegelt sich mit einer längeren Eichenmischwald-Phase das Atlantikum wider. Zugleich beginnt *Abies* kräftiger anzusteigen, *Fagus* und *Picea* erscheinen. In 3,70 m erreicht *Abies* mit über 40% bei knapp 30% Eichenmischwald den höchsten Wert; dann, bei 2,60 m, fällt sie auf 20% zurück, was wohl die Grenze zum Subboreal dokumentiert. Um 1,80 m steigt *Fagus* auf 20%, und in 0,80 m beginnt auch *Castanea* steiler anzusteigen, auf knapp 10%. Dies bekundet den menschlichen Einfluß zur Römerzeit.
In neuen Profilen vermochte R. Schneider (1983) bis 14000 v. h. zurück vorzustoßen. Die Vegetationsgeschichte verlief ähnlich wie weiter W, in Biandronno (S. 434). Dabei haben sich jedoch die Höhenlage, die höheren Niederschläge und der ausgeprägte Kaltluftsee des engen Tales in der Flora niedergeschlagen. So hat sich zwischen 13000 und 12000 v. h. kein Birken-Wald ausbilden können; die Weiden sind artenärmer und enthalten weniger anspruchsvolle Arten. Im Präboreal ist die Föhre noch stark dem Eichenmischwald beigemischt. Im Boreal breitet sich, wie auf der Alpen-N-Seite, die Hasel aus. Die Wälder im Atlantikum bestehen, der Höhenlage entsprechend, vorwiegend aus Weißtannen, die erst in der Bronzezeit von der Buche verdrängt wird. Kulturzeiger finden sich schon vom Neolithikum an; sie werden erst mit der Römerzeit häufiger.
Im Moor von *Coldrerio* (343 m), das durch neolithische Reste bekannt geworden ist (D. Viollier, 1924), liegt über blauem Glaziallehm von 3,32–2,42 m Seekreide mit reichlich Diatomeen – *Navicula*, *Cymbella*, *Gyrosigma*, *Pinnularia* – und 62–67% *Pinus*. Zugleich stellen sich bei 11% *Alnus* und 10% *Betula* bereits 15% Arten des Eichenmisch-

waldes, vorab *Quercus*, ein. *Picea* ist mit 2% vertreten, und im Unterholz tritt reichlich *Salix* und etwas *Corylus* auf; etwas später erscheint *Abies*.
Nach einem Rückgang der *Pinus*-Werte auf 40% steigen diese in 2 m Tiefe in der Gyttja auf 71% an, fallen dann erneut zurück. Der hochkommende Eichenmischwald erreicht in 1,6 m 42%, in 1 m und in 0,7 m gar 60%; zugleich steigt *Corylus* stark an und gipfelt in 0,6 m Tiefe. Damit zeichnet sich auch am Alpen-Südfuß eine bedeutende Hasel-Ausbreitung ab. In diese Zeit fällt schon die Einwanderung der Buche und etwas später jene der Edelkastanie. Infolge von Torfstichen fehlt die jüngste Waldentwicklung.
Nach ersten Moor-Untersuchungen im S-Tessin durch KELLER (1930) versuchte W. LÜDI (1944) die spät- und postglaziale Vegetationsgeschichte weiter aufzuhellen.
Bohrungen wurden am *Lago d'Origlio* SW von Tesserete, am *L. di Muzzano*, in der obersten *Val Scairolo*, am Laghetto W von *Astano* und um *Sessa* im Malcantone sowie bei *Coldrerio* NW von Balerna niedergebracht. In allen Profilen nehmen zuunterst blaugraue Mergel und Tone einen bedeutenden Teil ein. Der Polleninhalt verrät zunächst eine lange waldfreie Zeit mit Rasengesellschaften und *Artemisia*. Frühzeitig wanderten erste Sträucher ein: *Salix* – Weiden, *Hippophaë* – Sanddorn – und *Alnus*, später vereinzelt erste Bäume: *Pinus silvestris* und *P. mugo* – Wald- und Bergföhre. Daneben treten bereits relativ hohe Anteile von *Abies*, *Betula*, *Picea* und *Fagus* auf. Sie dürften von kleineren Gruppen bevorzugter, weiter S gelegener Standorte stammen. Spärlich finden sich Pollen von *Quercus*, *Ulmus*, *Tilia* und *Corylus*, nur gelegentlich, – aufgearbeitet (?) oder Fernflug – solche von *Castanea*, *Ostrya* – Hopfenbuche – und *Juglans* – Walnuß.
Mit *Betula* und *Pinus* setzt die Wiederbewaldung ein. In der mittleren Birken-Föhrenzeit und gegen deren Ende nimmt der Birken-Anteil – wohl als Ausdruck von Klimarückschlägen – deutlich zu; dazwischen treten erstmals Seekreiden auf.
Am Ufer des Lago di Muzzano vermochte KELLER nur bis in die Eichenmischwald-Zeit, LÜDI dagegen bis in die älteste Föhren-Zeit vorzudringen. In Fornaci SW von Lugano ist nur der mittlere Abschnitt des Gesamtprofils erhalten: es beginnt mit der *Quercus-Alnus*-Zeit und endet mit der *Castanea*-Zeit.
Ein an der Basis vollständigeres Diagramm erhielt LÜDI vom Lago d'Origlio (416 m). In den Diagrammen vom NE-Ufer (H. ZOLLER, 1960) und von Gola di Lago (ZOLLER & H. KLEIBER, 1971), dem Sattel zwischen Tesserete und der Val d'Isone, widerspiegelt sich die spätglaziale und holozäne Vegetationsgeschichte des Sottoceneri (S. 440ff.).

Zur Besiedlungsgeschichte im Südtessin

Älteste Reste sind im S-Tessin aus neolithischen Pfahlbauten im Moor von Coldrerio bekannt geworden (D. VOILLIER, 1924).
Von Besazio ist eine Nekropoie von der neolithischen bis in die römische Zeit bekannt. Im Mendrisiotto bezeugen – neben lombardischen und römischen Gräberfeldern – drei Steine mit etruskischen Inschriften, Einzelfunde aus der Latène-Zeit, römische Votiv-Steine in Stabio S. Pietro und Ligornetto sowie Keramikfunde in Capolago eine frühe Besiedlung. Stammen die Gräber um Locarno aus dem 1. nachchristlichen Jahrhundert, so führen jene von Stabio die Reihe fort über das 3. zum 4./5. und bis ins 7. und 8. Jahrhundert, also durch die Römerzeit bis in die Völkerwanderung (CH. SIMONETT, 1941).
Ein frühmittelalterliches Goldkreuz und die schon 1104 genannte Kirche von Stabio belegen im Südtessin eine weitere Siedlungskontinuität. Mendrisio, schon 793 als Men-

drici erwähnt, gehörte ursprünglich zur Grafschaft Castel Seprio und kam 1249 zur Herrschaft Como. Balerna, indirekt seit 789 belegt, gelangte im 9. Jahrhundert ans Kloster S. Ambrosio in Mailand. Novazzano und die auf einem Rundhöcker gelegene Kapelle S. Martino oberhalb von Morbio Superiore stammen aus dem 12., Morbio Inferiore aus dem 13. Jahrhundert. Das zerstörte Castrum S. Petri neben der 1343 erbauten Chiesa Rossa von Castel-S. Pietro gehörte dem Bischof von Como. Chiasso wird 1237, Salorino 1330 und Sagno 1379 erstmals erwähnt. Erst ins 16. Jahrhundert dürfte eine dichtere Besiedlung der Valle Muggio fallen, in der Caneggio 1566, Bruzella, Cabbio und Monte 1579 und Muggio 1578 erwähnt werden (B. Anderes, 1976, 1980).

Die ur- und frühgeschichtliche Besiedlung des Luganer See-Gebietes

Schon um 7600 und um 5000 v. Chr., im Mesolithikum, wurde die Vegetation im Tessin durch Brandrodungen beeinflußt (H. Zoller, 1960). Am Lago d'Origlio reichen älteste Spuren von Ackerbau und Viehzucht treibenden Stämmen bis ins Neolithikum zurück (S. 373). Im 4. Jahrhundert v. Chr. ließen sich Ligurer und Gallier am Luganer See nieder. Riva und Porlezza – Portus Raetiae – waren schon in vorgeschichtlicher und in römischer Zeit besiedelt. Von Rovio ist ein Jupiteraltar, von Mendrisio eine Thermalwasseranlage und von Breganzona eine Siedlung bekannt geworden. Um 500 wurde in Riva-S. Vitale das Baptisterium erbaut, das als ältestes kirchliches Bauwerk der Schweiz gilt (G. Sesti, 1946). Nach den Römern setzten sich am Luganer See Ostgoten, dann Langobarden und 774 Franken fest. Riva wurde als Sobenno 1115 bereits unter seinem heutigen Namen erwähnt. 799 und 847 wurden Melano, 735 und 854 auch Bissone – als Blixuni – urkundlich genannt. 777 kam Campione ans Kloster S. Ambrogio in Mailand, das viele Besitzungen im S-Tessin erworben hatte (B. Anderes, 1976, 1980). S. Vigilio auf einem Rundhöcker W von Rovio reicht ins frühe 11. Jahrhundert zurück; die Kirche selbst wird 1213 als von Riva-S. Vitale getrennt erwähnt.
Zu den ältesten Orten am Luganer See gehört Vico Morcote, aus dem der Papst Aniceto (150–165) stammen soll. Morcote – als Morcoe – und Carona – als Calauna – werden 926, das W des Piano Scairolo gelegene Agra 1298 erstmals erwähnt. Auch das Dörfchen Brè dürfte ins Mittelalter zurückreichen.
Die Gegend von Lugano wird von Gregor von Tours bereits 590 als Ceresio beschrieben. Im Frühmittelalter entstand im zunächst mailändischen «Luano» eine erste Kirche, die 818 dem Bischof von Como unterstand.
Prähistorische Funde in Sonvico – summus vicus – das oberste Dorf – belegen eine frühe Besiedlung des oberen Cassarate-Tales. Canobbio wird als Canobli 712, Cadro als Cadolo 774 erwähnt. S. Zenone N von Lamone wird als Einsiedelei 854 genannt.
In einer späteren Phase wurde der Sattel zwischen Taverne und der Val Colla besiedelt. Sala und Tesserete werden 1078 erstmals genannt; Cagiallo reicht bis ins 12. Jahrhundert zurück; im 14. begann der Mensch in die V. Colla einzudringen; im 15. rodete er taleinwärts. 1478 wird Bidogno erwähnt. Im 17. Jahrhundert ergriff er vom hinteren Tal Besitz.
Am westlichen Luganer See setzte die Besiedlung spätestens anfangs des 8. Jahrhunderts ein. Magliaso wird als Maliace 712, Agno 735 erstmals erwähnt. Noch bis ins Hochmittelalter bildete der anschließende Malcantone ein fast geschlossenes Waldgebiet. In dieses drang der Mensch von den Schuttfächer-Siedlungen am See und im Vedeggio-Tal nur langsam mit kleinen Rodungsinseln vor. Gravesano und Bioggio werden 1192 bzw.

1261 genannt. Sessa hat sich am N-Rand eines Riedes schon 1288 zur Pfarrei entwickelt. In Astano stammte eine frühere Kirche ebenfalls aus dem 13. Jahrhundert, und in Cademario erfuhr das Gotteshaus bereits seine erste Erweiterung. Im Kerngebiet des Malcantone ist das unter der 1233 erwähnten Kirche eng geschlossene Breno die älteste Siedlung. Im Vedeggio-Tal dürfte Cadempino noch ins 11. Jahrhundert fallen. In Mezzovico ist eine romanische Kirchenanlage aus dem 11. oder 12. Jahrhundert erhalten. Birónico wird 1205 erwähnt; dessen spätromanische Umfassungsmauern dürften im 13. oder anfangs des 14. Jahrhunderts errichtet worden sein. Der Turm der romanischen Kirche im abgeschiedenen Isone stammt aus dem 12., Freskenreste in Medeglia weisen ins 15. Jahrhundert. Auch die weiter E gelegene Val Solda ist relativ spät, Loggio und Dasio erst im 14., der Talschluß gar erst im 16. Jahrhundert intensiver besiedelt worden.

Die Bildung der Seen im SE des Triangolo Lariano

Mit dem Abschmelzen des von Lecco gegen SW vorgestoßenen Lappens des Adda-Gletschers vom äußersten Stand von Anzano bildete sich zwischen den Stirnmoränen und der zurückweichenden Eisfront ein erster Lago di Alsèrio, in der Talung S von Canzo, gegen die Rundhöcker von Eupilio, der durch die zugehörige nördliche Seitenmoräne gestaute Lago del Segrino.
Nach dem Zurückschmelzen des Eises hinter den Stand von Erba–Ponte Nuovo–Moiana entstand vor dem Eisrand der Lago di Pusiano, der im Piano d'Erba zunächst mit dem L. di Alsèrio zusammenhing. Während der etwas tiefere NW-Teil, der heute 24 m tiefe L. di Pusiano, noch weitgehend erhalten blieb, ist der flachere SE-Teil durch die Sanderflur des zum Stand von Oggiono–Annone–Cesana vorgerückten Adda-Eises schon im ausgehenden Hochwürm teilweise zugeschüttet worden, so daß er im Spätwürm und im Holozän verlandet ist. Mit dem Zurückschmelzen hinter dieses Stadium begann sich zwischen der Stirnmoräne und der Eisfront der Lago di Annone zu bilden. In der Halbinsel von Isella sowie bei Sala al Barro zeichnet sich ein internerer Eisstand ab. Mit dem weiteren Zurückschmelzen reichte der 11 m tiefe L. di Annone zunächst noch durch die Talung von Valmadrera zur stirnnahen Seitenmoräne W von Lecco. Durch die Schuttfächer vom Monte Cornizzolo und vom M. Rai wurde der See abgedämmt und die Talung zugeschüttet. Vorab am W-Rand und um die Halbinsel von Isella setzte die Verlandung ein. Mit 5,71 km² ist jedoch der L. di Annone nur noch wenig größer als der 5,25 km² große L. di Pusiano.
Bis in die Römerzeit dürfte der Schuttfächer des Lambro aus der Alta Brianza die beiden Seen noch nicht völlig getrennt haben.

Die Zuschüsse des Mera/Adda-Gletschers im Bereich des oberen Comer Sees

Aus der Valle Varrone und aus der Valsássina empfing der Adda-Gletscher im Stadium von Lecco noch Zuschüsse. Dann wurden Varrone- und Pioverna-Gletscher selbständig, wobei die beiden zuerst noch bis an die Talausgänge vorzustoßen vermochten, dann, im nächsten Stadium jedoch zerfielen und in den Tälern verblieben. Selbst von der Kette Cimone di Margno (1801 m) – Cima d'Agrella (1802 m) sowie von der Grigna-Kette hingen Zungen tief in die Valsássina herab. Der Pioverna-Gletscher stieg bis ins Tal ab.

Fig. 194 Der Luganer See mit dem vom Eis überprägten Rücken S der Sighignola, dem natürlichen Damm von Melide, dem im Riß-Maximum bis unter die Gipfelpartie, im Würm-Maximum bis auf den vorgelagerten, bereits deutlicher eisüberprägten Vorbau des Monte S. Giogio und rechts dem ebenfalls damals noch überfahrenen M. S. Salvatore.

Von Hans Conrad Escher von der Linth gezeichnet und handkoloriert im Juni 1795.

Aus: Hans Conrad Escher von der Linth: Ansichten der Schweiz, die Ansichten 1780–1822 – Herausgegeben von G. Solar & J. Hösli (1974) – Atlantis-Verlag Zürich und Freiburg i. Br.

Aus dem Kar von Tremezzo (1700 m)–M. Calbiga–M. di Lenno erhielt der Comer See-Arm noch im Stadium von Como (= Lecco) einen letzten Zuschuß, was sich in Wallresten NW von Tremezzo zu erkennen gibt.

In den Quellästen des Liro, der bei Gravedona in den oberen Comer See mündet, hatten sich mehrere Kare ausgebildet.

Ein deutlicher Seitenmoränenrest hat sich NE von Gravedona Lario, bei Peglio auf 650 m, erhalten. In der bei Domaso mündenden Valle di Livo hat sich bis hinauf nach Livo eine wohl bereits in der entsprechenden Vorstoßphase geschüttete Stauterrasse gebildet. Offenbar wurde schon damals der austretende Livo-Gletscher – wie weiter SW die bei Gravedona und Dongo mündenden Liro- und Albano-Gletscher – durch eingedrungenes Mera/Adda-Eis gestaut (S. 339). N von Menaggio, bei Plesio und Ligomena,

wo sich weitere Verflachungen einstellen, verraten Moränen um gut 500 m noch einen letzten Eiszuschuß vom Monte Grona (1736 m).
Noch im Valtellina-Stadium des Mera/Adda-Gletschers (S. 384) vereinigten sich die einzelnen Eisarme zu einem wenig oberhalb von Gravedona endenden *Liro-Gletscher*. Der *Albano-Gletscher* aus dem 2 km weiter SW mündenden Seitental stirnte ebenfalls wenig hinter Dongo, um 450 m. Die bedeutenden Schuttfächer von Albano und Liro sind in ihrer Anlage als in den Comer See geschüttete Sanderkegel zu deuten.
Ein jüngeres Stadium zeichnet sich in den Quellästen des Liro um Belmonte und Cereso in der Valle S. Jorio und bei Ravedo und Cascinotta an der Konfluenz der V. di Fiumetto mit der V. di Cascinotta ab. In der V. d'Albano liegt das entsprechende Stadium unterhalb von Bégua, um 700 m.
Noch in einem späteren Stand floß Eis aus der obersten V. S. Jorio über Il Giovo (1714 m) und hing mit einer Zunge in die oberste V. d'Albano hinüber, in der das Eis – wie in der V. S. Jorio – unterhalb 1000 m endete.
Der etwas weiter N von Gravedona mündende *Livo-Gletscher* vom Pizzo Sasso Canale (2325 m) und vom P. Martello (2459 m) wurde vom Mera/Adda-Gletscher im Lecco-Stadium erneut gestaut und konnte erst NW der Rundhöcker vom Sasso Pelo über Livo–Peglio in die unterste V. Liro abfließen und – mit dem Liro- und dem Albano-Gletscher, die ebenfalls vom Mera/Adda-Eis gestaut wurden – sich mit diesem vereinigen.

Der Comer See in Spätwürm und Holozän

Mit dem Abschmelzen des Adda-Eises von den Ständen von Lecco und von Como bildeten sich hinter den zurückweichenden Eisfronten zwei schmale Seearme, die sich nach dem Stand von Bellagio vereinigt hatten. An der Bildung des Comer See-Armes war dabei zunächst auch die ins unterste Seebecken mündende Breggia beteiligt, die bei Cernobbio – zusammen mit den vom Monte Bisbino zufließenden Bächen – ein unterseeisches Delta geschüttet hat.
Besonders deutlich sind Abschmelz-Terrassen in der Talung des Lecco-Armes oberhalb von Mandello in der untersten Val Meria (E. Trümpy, 1930).
Während die augenfälligen Veränderungen damit im südlichen Comer See ins frühe Spätwürm fallen, erfolgte die Umgestaltung im mittleren und im nördlichen Abschnitt deutlich später. So vollzog sich die Anlandung des Dosso di Lavedo, einer eisüberschliffenen Felsinsel zwischen Lenno und Lezzeno, durch den Schuttfächer aus der Val Perlana erst im Holozän. Der weiter W gelegenen Isola Comacina steht ein ähnliches Schicksal noch bevor. Ganz analog wie dem Dosso di Lavedo erging es den Rundhöckern bei Cólico, den beiden Montecchio Nord und Sud, die ebenfalls durch zwei Schuttfächer vom Monte Legnone angelandet worden sind.
Bei Argegno schüttete der Telo von der Hochfläche von Intelvi ein steiles unterseeisches Delta in den Comer See.
Bis ins mittlere Spätwürm reichte der Comer See gegen N – dem zurückschmelzenden Mera-Eis folgend – bis gegen Chiavenna. Durch die Schuttfächer des Liro, der beiden Torrenti Schiesone und Boggia sowie durch jene von den beiden Talseiten wurde der Chiavenna-Arm im späteren Spätwürm mehr und mehr zugeschüttet, so daß er im Laufe des Holozäns bis auf die beiden Relikte des Lago di Novate und des L. di Mézzola verlandet ist. Noch in der Römerzeit hingen die beiden mit dem Comer See zusammen,

Fig. 195 Der Konfluenzbereich von Mera- (links) und Adda-Gletscher (rechts) von Precasciano, dem südwestlichsten Felsbuckel der Rundhöckerzeile zwischen den beiden Eisströmen. Links der obere Comer See, rechts die Bucht des Laghetto di Piona, dahinter der Schuttfächer von Cólico. Der das Tal von Chiavenna (links) vom Veltlin (rechts) trennende Grat des Monte Bassetta (Bildmitte) ist bis auf 1800 m Höhe (im Bild etwa bis zur Schneegrenze) vom Eis überprägt worden. Im Hintergrund P. Ligonico und M. Spluga.
Photo: H.-U. Grubenmann, Gommiswald SG.

so daß dieser Mera-aufwärts bis in den Piano di Chiavenna reichte. Der römische Hafen, in dem die Waren für den Weitertransport über den Septimer, den Maloja und den Julier umgeschlagen wurden, lag bei Riva N des heutigen Novate (P. Pensa, 1979). Doch reichte der Comer See noch damals, wohl als verlandendes Röhricht, bis Summus Lacus (= oberes See-Ende), das heutige Samolaco, wo der Glaubensbote S. Fedele 286 den Märtyrertod erlitt, lag noch 6 km N des Lago di Mézzola. Erst N davon steigt der Piano di Chiavenna Mera-aufwärts an.

Durch die Schuttmassen der Adda, die bereits im 6. Jahrhundert als Addua fluvius erwähnt wird (J. Siegwart, 1975), wurde in der Folge die Verbindung zwischen dem Comer See und dem Lago di Mézzola mehr und mehr eingeengt. Auf den Karten von F. Sprecher v. Berneck (1629 K), J. J. Scheuchzer (1713 K) und von G. Walser (1730 K) hingen die beiden noch zusammen. Zugleich wandte sich die Adda damals nach ihrem Austritt aus dem Veltlin erst gegen N und mündete bei Bocca d'Adda in den Lago di Chiavenna, den heutigen L. di Mézzola (U. v. Salis-Marschlins, 1764 K; G. Walser, 1768 K). Noch vor ihrer Korrektion floß sie erst gegen N, wurde dann jedoch durch ihre eigenen Schuttmassen immer stärker gegen S abgedrängt, so daß sie nach einigen Schlingen – zusammen mit der nunmehr aus dem L. di Mézzola austretenden Mera – das N-Ende des Comer Sees erreichte. Der Piano di Spagna und der S des Monteggiolo gelegene Piano di Cólico verdanken ihre Entstehung einer nachrömischen Aufschüttung der Adda.

Durch den bei Novate austretenden Schuttfächer der Codera wurde der Lago di Novate vom L. di Mézzola abgetrennt.
Im mittleren Spätwürm reichte der Comer See zunächst ebenfalls tief ins Veltlin, mindestens bis gegen Talamona, wo wohl noch in der Bronzezeit das obere See-Ende lag (S. 413). Weiter Adda-aufwärts hatten sich durch Schuttfächer aus den Seitentälern, aus der Valle di Tártano und aus der Val Másino Restseen gebildet, die im Holozän verlandeten. Zur Römerzeit dürfte der Comer See bis an den Schuttfächer von Morbegno aus den Valli del Bitto gereicht haben.
Wenn auch bis zur geophysikalisch ermittelten Felssohle (P. Finckh, 1977, 1978) von –660 m zunächst mächtige würm- und präwürmzeitliche Ablagerungen folgen, so ist doch die spätwürmzeitliche und holozäne Sedimentation auch im Seebecken weiter vorangeschritten. Trotzdem ist der Comer See mit seinen 410 m Tiefe zwischen Argegno und Nesso noch immer der tiefste See Europas (Bd. 1, S. 74).
Wie die meisten insubrischen Seen, ist auch der Comer See bedeutenden Spiegelschwankungen mit häufigen Hochwassern unterworfen. Nach G. Fantoli (In: Treccani: Enciclopedia italiana) sollen die höchsten Stände bis 8 m darüber, also bis auf 207 m, gereicht haben, so daß der See nochmals Ausmaße wie zur Römerzeit angenommen haben dürfte. Verheerende Hochstände ereigneten sich 1820 und 1868 mit Spiegelständen von 203,95 m bei einem mittleren Seestand von 199 m. Ein minimaler Stand mit nur 29 m^3/sec. Abfluß ereignete sich 1896, während im Mittel 206 und bei extremem Hochwasser 826 m^3/sec. abfließen (Pestalozza & Valentini in Treccari; P. Pensa, 1981).

Zur spät- und nacheiszeitlichen Vegetationsentwicklung in der Brianza

Aufgrund einiger aus der Frühzeit der pollenanalytischen Erforschung stammender Profile (P. Keller, 1930, 1931) läßt sich die Vegetationsentwicklung im Mendrisiotto und in der Brianza umreißen.
Zwischen *Albate* S von Como und *Senna Comasco* fand Keller (1931) in einem Röhricht (270 m) mit *Cladium*, *Typha*, *Iris* und *Phragmites* in 4,63 m über Sand und Kies einen Lebertorf (Gyttja) von 3 m. In der darin dokumentierten Föhrenzeit mit bis 70% *Pinus* und von 35 auf 6% abfallenden *Betula*-Werten und nur unbedeutenden Anteilen an *Corylus* und *Salix* beginnt *Alnus* langsam anzusteigen. Zugleich nehmen die Laubhölzer des Eichenmischwaldes, vorab *Quercus*, mehr und mehr zu und überflügeln bereits in 3,4 m die Föhre in einem Stubben-Horizont. Auch *Corylus* breitet sich stärker aus.
In 3 m wird die Entwicklung des Waldes durch eine 65 cm mächtige Lehm- und Sandlage unterbrochen, die auf eine katastrophale Überflutung zurückzuführen ist. Im darüber folgenden Seggen-Torf zeichnet sich die Eichenmischwald-Zeit mit Werten von 53–68% ab. Zugleich breitet sich auch die Erle mit Werten von 15–25% etwas stärker aus. *Abies* tritt auf, in 1,6 m auch *Fagus*, die schließlich bis 17% ansteigt. In 80 cm erscheint *Castanea*, die zuletzt 14% erreicht.
Am W-Ufer des *Lago di Alsèrio* (260 m) fand Keller in 1,25 m Tiefe über Lehm und Sand in einem lehmigen Lebertorf das Ende der Föhrenzeit, in der *Pinus* von 66 auf 13%, *Betula* von 25 auf 7% und *Salix* von 22 auf 4% zurückfallen, während der Eichenmischwald, wiederum vorab *Quercus*, von 8 auf 66% ansteigt. Dann erscheint *Alnus* und steigt von 10 auf 20% an. In 0,9 m tritt *Fagus* mit 8% auf und erreicht in 0,5 m Tiefe, bereits im Seggentorf, mit 18% ihren höchsten Wert. In 0,6 m tritt *Castanea* erstmals auf.

Am NE-Ufer des *Lago di Pusiano* (260 m) ist nur der ältere Teil der Waldgeschichte dokumentiert. In der bis 6,3 m reichenden Seekreide, die am L. di Pusiano lokal bis über 8 m mächtig wird, fand KELLER bis 4,6 m *Pinus*-Werte zwischen 80 und 88% und *Betula*-Werte zwischen 20 und 10%. *Salix* bewegt sich zwischen 4 und 6%.
In 4,1 m – allenfalls in der Jüngeren Dryaszeit – fällt *Pinus* auf unter 72%; zugleich steigen *Betula* auf 16 und *Salix* auf 7% an. In 3 m Tiefe erreicht jedoch *Pinus* nochmals 78%, bevor sie in 1,25 m auf 28% zurückfällt, während *Abies* mit 42% gipfelt. Die Eichenmischwald-Kurve erreicht mit 20% ihren höchsten Wert, fällt aber in 0,9 m wieder bis auf 8% zurück, steigt in 0,5 m, bereits im Seggen-Torf, nochmals auf über 24% an. *Corylus* hat bereits in 1,9 m Tiefe mit 25% den höchsten Wert erreicht. Der höhere Teil des Profils bis in die frühe Eichenmischwald-Zeit ist abgebaut.
Im Profil vom N-Ufer des *Lago di Annone* (230 m), das jenes vom L. di Pusiano nach oben ergänzt, fand KELLER einen Wechsel von Torf zu Seekreide und wieder zu Torf, worin sich eine Seespiegelschwankung abzeichnet.
In 4,2 m liegt über blau-schwarzem sandigem Lehm ein Moostorf mit *Abies*-Werten, die in 3,8 m Tiefe mit 38% ihr Maximum erreichen. *Pinus* fällt dabei von 28 auf 12% zurück, während der Eichenmischwald sich um 23% bewegt, in 3,6 m aber bis auf 32% ansteigt, während *Alnus* neben zahlreichen Holzresten im Grenzbereich zur Seekreide mit 23% auch in den Pollenwerten ihre Ausbreitung bekundet. Dann bleibt der Eichenmischwald, wiederum vorab mit *Quercus*, bis zuletzt dominant. Dabei erreicht er in 3 und in 1,5 m Tiefe mit 42% Höchstwerte. Von 3 m an beginnt *Fagus* stärker anzusteigen und erreicht in 2,5 m mit 24% ihr erstes, in 2 m mit 20% ihr zweites Maximum und steigt zuletzt nochmals auf 18% an. *Alnus* nimmt zunächst bis 28% noch etwas zu und bewegt sich dann an zweiter Stelle zwischen 18 und 23%, was sich auch im Auftreten von Holzresten abzeichnet. In 2,3 m wird die Seekreide durch Lebertorf und dieser in 1,8 m durch Seggentorf ersetzt. *Castanea* tritt bereits in 2,7 m auf, gewinnt aber erst später an Bedeutung und erreicht in 0,4 m mit 10% ihr Maximum.

Zur Ur- und Frühgeschichte der Brianza und des Comer See-Gebietes

In der Grotta del Lino N von Albavilla, einer über 3 km langen Höhle, sind Reste von *Leptobos etruscus* gefunden worden (S. 308). Sie belegen damit in der Alta Brianza eine bis ins Präquartär zurückreichende Zeit der Höhlenbildung.
Ein ältester Beleg für die Anwesenheit des Menschen in der *Brianza* bildet eine neolithische Pfeilspitze, die in Buco del Piombo, einer Höhle bei Erba, gefunden worden ist. L. DE MINERBI (1946) fand darin sogar Steinwerkzeuge des mittleren Paläolithikums. Bereits 1884 sind dort auch neolithische Keramikreste entdeckt worden. Ebenso war die Höhle zur Bronzezeit und von der Römerzeit bis ins Mittelalter zeitweise besiedelt (R. GRIGLIÉ, 1978).
Zahlreiche frühbronzezeitliche Pfahlbauten sind von den Brianza-Seen, besonders um die Isolotto am N-Ufer und um Bosisio-Parini, wo schon 1865 Überreste von Pfählen festgestellt worden sind, vom S- und SE-Ufer des Lago di Pusiano, bei Maggiolino und bei Rógeno, sowie vom L. di Alsèrio, bekannt geworden (A. STOPPANI; A. GAROVAGLIO, 1878; CASTELFRANCO und REGAZZONI in Amici di Galbiate, 1977; G. BRERA ed., 1976). Nach 1500 v. Chr. dürfte der Monte Barro, auf dem eine Orobier-Niederlassung nachgewiesen ist, besiedelt gewesen sein. Spätbronzezeitliche Speere sind von Ello bekannt.

Während die Gebiete E der Adda von Orobiern, einem Ligurer Stamm mit Golasecca-Kultur, bewohnt waren, haben sich um Lecco Etrusker und später vor allem Kelten niedergelassen. Funde lieferten Como, Brunate, Civiglio, S. Fermo und besonders die Gegend von Ca' Morta. Sie lassen auf eine intensivere Besiedlung vom ersten christlichen Jahrtausend an schließen (M. Primas, 1978).
In Varenna am E-Ufer ist ein Krieger mit reichen Grabbeigaben beigesetzt worden. Mehrere Siedlungen der Brianza sind denn auch – wie der Name Brianza (= Hügelland) – bereits vorrömisch und durch Gräber und zahlreiche Einzelfunde belegt, so bei Lecco, in Olate und Luera, mit Resten aus dem 6.–4. Jahrhundert v. Chr., in Malgrate, Oggiono, Rovagnate, Missaglia, Valbrona, Lasnigo – wo Belege der Urnenfelder Kultur bekannt geworden sind – in Erba, Lambrugo, Cantù und in Como. Urnengräber sind auch in der Brianza entdeckt worden.
Aus der Vallássina und aus der Valbrona sind – wie E des Lago di Lecco – zahlreiche eisenzeitliche Metall-Gegenstände, Münzen und Keramik-Scherben bekannt geworden. Sie belegen die Proto-Golasecca- und die Golasecca-Kultur und reichen damit bis in die späte Latène-Zeit zurück (G. Gagliardi, 1980).
Zahlreich sind Reste und Ortsnamen aus römischer Zeit: Lecco, Lasnigo, Canzo, Castelmarte, Albavilla, Alzate, Cassago, Barzago, Dolzago, Ello, Castello di Brianza, Barzanò, Besena, Brivio, Merate, Paderno d'Adda. Sie deuten auf umfangreiche Rodungen hin.
Die römische Heerstraße, die von Aquileia dem Südalpen-Rand entlang nach W verlief, führte von Pontida W von Bergamo an den südlichen Comer See. An der See-Enge zwischen dem Lago d'Olginate und dem L. di Garlate setzte sie mit einer Brücke nach Olginate über. Von Garlate, von wo schon vor 300 eine christliche Gemeinde nachgewiesen ist, stieg sie über den Sattel von Galbiate über Oggiono zur Nachschubbasis von Annone und alsdann den Seen entlang über Licinoforum – Erba-Incino – nach Comum – Como. Eine allenfalls ältere Brücke überquerte die Adda bei Brivio; Karl der Grosse ließ bei Paderno d'Adda eine weitere bauen.
Das alte Castellum von Asso stammt aus dem 1., die mittelalterlichen Mauern des Städtchens gehen auf das 9. Jahrhundert zurück. Das Castellum von Montórfano wurde 357 erbaut. Von Cantù, Renate, Barzanò und von Lecco sind frühchristliche Kultstätten, die teilweise bis ins 5. Jahrhundert zurückreichen, und von Cantù sowie von Trezzo d'Adda sind christliche Langobarden-Gräber aus dem 7. Jahrhundert bekannt geworden (Brera ed., 1976). Das Kloster S. Pietro al Monte von Civate reicht bis ins 8. Jahrhundert zurück. Sehr alt sind auch die romanischen Kirchen von Rezzago, Lasnigo und Caslino d'Erba.
Carimate, Carugo, Casate und Imbersago treten im 9. Jahrhundert erstmals auf; im 10. werden Monguzzo – Mons acutus, Inverigo, Monticello, Airuno und Brivio erwähnt (Amici della Brianza, 1968). Pontida wird 1167 erstmals genannt.
Auch die Besiedlung des *Comer See-Raumes* begann schon im Neolithikum. Als älteste Belege gelten Netz-Sinksteine, die auf einer Ufer-Verflachung bei Cólico gefunden worden sind. In Nesso konnte ein neolithisches Steinbeil geborgen werden.
Aus der Bronzezeit stammen zwei beim Bahnbau bei Cólico gefundene Dolche, ein Schwert und ein Beil. Je eine weitere Axt fand sich in der Adda-Ebene gegen Delebio und im Flußbett. Ein Schwert wurde aus Adda-Alluvionen und eine dolchartige Klinge zwischen Sant'Agata und Isola, Bronze-Gegenstände und Amulette wurden in Plesio N von Menaggio geborgen. Aus römischer Zeit ist bei Sant'Agata ein Gräberfeld freigelegt worden. Am Eingang ins Veltlin sind Mauerreste des römischen Olonio sowie meh-

rere Schriftplatten aus dem 2. oder 3., in Gera Lario Grabsäulen aus dem 3. oder 4. Jahrhundert geborgen worden (M. Fattarelli, 1974).
Auch *Como* reicht bis in die Bronzezeit zurück, was mehrere Funde belegen. Das später von Etruskern und insubrischen Galliern bewohnte SW-Ende des Sees kam nach Mediolanum – Mailand –, das bereits 222 v. Chr. von den Römern besetzt wurde, 196 v. Chr., ebenfalls unter römische Herrschaft. Kleinkriege mit rätischen Stämmen verzögerten jedoch zunächst den Aufstieg der Stadt. Um 50 hat Plinius der Ältere die Fonte Pliniana, eine intermittierende Karstquelle, NE von Turnum – Torno – erwähnt (G. Nangeroni, 1977a; S. Obermeier, 1977). Um 565 n. Chr. brachen die Langobarden ein.
379 wurde Como mit S. Felice Bischofssitz (P. Pensa, 1981). Ins 11. Jahrhundert fällt der Bau der Basilika zu S. Abbondino und der Beginn des Domes.
Spuren frühester Besiedlung liegen in den Wallbefestigungen von *Intelvi* vor. In der Val d'Intelvi sind jüngst in einer Grotte mesolithische Reste entdeckt worden (Prof. P. Maggi, schr. Mitt.).
Auf dem Monte Caslè sind Fundamentmauern und Keramikscherben der ausgehenden Bronzezeit, auf einem Hügel bei Belvedere di Lanzo ist in Ramponio eine eisenzeitliche Wallburg bekannt geworden (P. Maggi, schr. Mitt.).
Im 2. Jahrhundert v. Chr. eroberten die Römer das Gebiet zwischen den zum Lario und zum Ceresio entwässernden Tele-Flüssen von ihren Deltas, von Argegno und von Osteno, aus, und hinterließen Grabsteine, Vasen und Bronzemünzen. Spätestens im 6. Jahrhundert faßte dort das Christentum Fuß.
Die Bedeutung der Insel Comacina zur Sicherung der Verkehrswege war schon früh erkannt worden. 1169 wurde jedoch die Insel-Festung geschleift. *Bellagio* war in vorgeschichtlicher Zeit besiedelt, was keltische Kultsteine belegen. Später wanderten gallo-insubrische Stämme zu; 196 v. Chr. setzten sich die Römer fest. Auf dem Rundhöcker über dem Städtchen baute Plinius eine Villa. Auf ihren Trümmern errichteten später die Langobarden eine befestigte Burg.
Im Triangolo Lariano wurden in große Erratiker Wannen ausgebrochen, die als Grabstätten dienten. Ähnliche Felswannengräber sind auch aus der Val d'Intelvi, von Plesio N von Menaggio, aus der Val Codera, dem Bergell und aus dem Veltlin bekannt geworden (S. 413). Aufgrund von Münzfunden sind sie spätrömisch, 2.–4. Jahrhundert.
Menaggio im südlichen Winkel des Sanagra-Deltas war schon vor den Römern ein bedeutendes Zentrum. Von dort führte ein alter, von diesen zur Straße ausgebauter Übergang nach Portus Raetiae – Porlezza – am E-Ende des Luganer Sees. Oberhalb des Hafenstädtchens liegen Mauerreste eines mindestens bis 934 zurückreichenden Schlosses.
In *Gravedona* hatten sich Gallier niedergelassen. Der Ort war offenbar schon früh ein dunum, ein befestigter Platz. Im 10. Jahrhundert erhob sich dort ein wehrhaftes Kastell. Im Grundriß eines frühchristlichen Gotteshauses mit drei Apsiden wurden Reste eines antiken Mosaikbodens freigelegt. Eine Inschrift an der Kirche zu S. Vincenzo stammt von 503. Diese wurde 1072 über einer frühchristlichen Grabstätte errichtet. Ein Dokument von 931 bezeugt bereits eine große Gemeinde. In der Kirche von Gera Lario sind Reste eines Pflasterbodens aus dem 2., Apsis, Skulpturen und Gemälde aus dem 4. Jahrhundert freigelegt worden.
In Rezzónico wurde am Seeufer ein römischer Grabstein gefunden. Die Kirchen von Ossuccio-Spurano, von S. Vito sowie von S. Benedetto al Monte Oltirone stammen aus dem 11. Jahrhundert; in Garzeno, am alten Übergang über den Jorio-Paß, wird jene zu S. Pietro schon 1172 erwähnt.

Auf der eisüberschliffenen *Halbinsel Piona* W von Cólico reichen älteste Zeugen einer frühchristlichen Kapelle bis ins 7., die Abtei ebenfalls ins 11. Jahrhundert zurück.
In Dervio verraten Gräberfunde, Münzen, Vasen und Ampeln eine römische Niederlassung. Im weiter S gelegenen, 493 erstmals erwähnten Varenna wurden schon damals plattige Kalksteine gebrochen und am Comer See als Bausteine verwendet. Von Mandello belegen Galliergräber und römische Funde die frühe Besiedlung. Die Kirche zu S. Lorenzo wurde in frühchristlicher Zeit gegründet und später mehrfach erweitert.
Leucorae – Lecco – wurde im 10. Jahrhundert Streitobjekt, da die reiche Wasserführung des Gerenzone und die Eisenerze aus der Valsássina und von Dongo am oberen Comer See schon früh Ansätze zu einer Eisenindustrie aufkommen ließen. Funde aus der Valsássina haben gezeigt, daß auch dieses Tal in vorgeschichtlicher Zeit begangen und bewohnt war. Die Römer bauten die strategischen Punkte zu Festungen aus und begannen die Erzvorkommen, vorab Siderite zwischen Primaluna und Cortabbio, zu nutzen (S. Obermeier, 1977).

Der spätwürmzeitliche Mera/Maira-Gletscher

Im Valtellina-Stadium S. Venzos (1971) trafen Adda- und Mera-Gletscher bei Sant'Agata nochmals zusammen und kalbten im obersten Comer See (S. 378). Dabei wurde das Adda-Eis, wie in den Hochständen, vom Mera-Gletscher an die südliche Talflanke gedrängt, was sich in der Rundhöckerzeile zwischen Sant'Agata und Piona, im Monteggiolo und in den Montecchi NE und SW von Cólico zu erkennen gibt. Nach dem Abschmelzen wurden ihre Spuren durch den Schuttfächer von Cólico, Sander der Gletscher vom M. Legnone (2609 m), und durch Alluvionen der Adda eingedeckt.
Auf der rechten Flanke der untersten Valle della Mera bildete sich längs einer Bruchzone eine von Rundhöckern begrenzte Schmelzwasserrinne aus, die, wie die Eisfront, von Il Forno von 600 m steil über Albónico gegen Dascio abfiel. Auf der linken Talseite zeichnet sich dieser Stand oberhalb von Verceia auf 460 m ab.
Eine interne Moränenstaffel (Valtellina II Venzos) wird W des Lago di Mézzola durch eine tiefere Rundhöckerzeile angedeutet. Ihr S-Ende dürfte die Abdämmung des Seebeckens begünstigt haben; ihr Sander wäre von der Adda überschüttet worden.
Im nächsten Interstadial gaben Mera- und Liro-Eis das Becken des Piano di Chiavenna frei und schmolzen bis in die untere Val Bregaglia und in die V. San Giacomo zurück.
Im Stadium von Chiuro stießen beide erneut vor und vereinigten sich unterhalb von Chiavenna. Das Zungenende dürfte bei Prata gelegen haben, wobei sich der stirnende Liro/Mera- und der Schiesone-Gletscher vom P. di Prata (2727 m) noch berührt hatten. Aus der Gleichgewichtslage in 1550 m ergibt sich bei NW-Exposition eine klimatische Schneegrenze um gut 1650 m.
Im Stadium von Prata stieß der Codera-Gletscher vom Piz Badile (3308 m) nochmals bis an den Ausgang der Val Codera vor. Damals und beim Abschmelzen von diesem Stand dürfte der Schuttfächer von Novate geschüttet worden sein.
Dieser ist bereits an der Einengung des Lago di Mézzola beteiligt gewesen. An seiner Wurzel zeichnet sich ein äußerster, wohl dem Stadium von Chiuro entsprechender Stand des *Codera-Gletschers* ab. In der Val Codera verraten Moränen und die Schotterterrasse von Piazzo und Saline nächste Spätwürm-Stände. Noch im Puschlaver Stadium erfüllte der Gletscher die V. Codera bis auf 1300 m herab. Letzte Spätwürm-Moränen

Fig. 196 Das vom Mera-Gletscher zu Rundhöckern überprägte Serpentin-Bruchfeld E von Chiavenna.

auf 1800 m deuten auf ein Zungenende des vom Badile herabhängenden Eises. Noch 1973 (LK 1296) hing der Gletscher bis unter 2500 m herab.
Der aus der Valle Bodengo ausgetretene *Bodengo-Gletscher* wurde durch das Mera-Eis ganz auf die rechte Talflanke gedrängt, so daß er erst S des Rundhöckers der Torre di Gigname (655 m) sich mit dem Mera-Gletscher vereinigen konnte.
Die Endlagen eines selbständigen Bodengo-Gletschers zeichnen sich in der Schlucht bei der Mündung der Valle Pilotera durch stirnnahe Moränenreste bei Barzena und Bedolina ab. Ein jüngerer Stand ist an der Mündung der V. Garzelli und ein entsprechender unterhalb der Vereinigung der V. Soè mit der V. Bodengo, noch jüngere Stände sind in den Talschlüssen um 1400 m und in der V. Soè gar um 1300 m ausgebildet.
E von Chiavenna wird eine Schmelzwasserrinne durch eine Rundhöckerzeile markiert. Sie setzt auf 600 m ein und mündet in der Stadt auf 330 m. Sie dürfte eine internere Rückzugslage bekunden, bei welcher der Liro-Gletscher selbständig geworden war und am Talausgang bei San Giacomo e Filippo stirnte.
Im nächsten Klimarückschlag stieß der Mera-Gletscher aus dem Bergell bis Ponteggia, bis auf 600 m, vor, wo wiederum Rundhöcker, eine seitliche Abflußrinne und Moränenreste ein Zungenende bekunden.
SE von Castasegna reichte das spätwürmzeitliche Eis bis auf 1150 m, was durch Moräne mit Bergeller Graniten belegt wird. Ebenso lag die Rundhöcker-Verebnung von Soglio nochmals unter Eis. An der Mündung der Val Bondasca bekunden Ufermoränen eine Eishöhe von 1300 m (Fig. 197). Die höchsten Engadiner Erratiker reichen auf den Sackungsmassen von Plän Vest N von Soglio bis auf 1800 m (R. Staub, 1921 k).
Mit dem Zurückschmelzen des Eises dürfte die durch zahlreiche Nackentälchen gegliederte Sackungsmasse von Ceresc SE von Castasegna niedergefahren sein. Markante Mo-

ränen des letzten Spätwürm haben sich auf der N-Seite der Cima del Vallon (S von Castasegna) um 2000 m Höhe ausgebildet. Diejenigen von Foppale mit einem Zungenende unter 1400 m dürften bereits dem Stadium von Poschiavo entsprechen (S. 403).
Im untersten Bergell unterscheidet H. R. Wenk (1977 K) einen älteren und einen jüngeren Bergsturz von Soglio–Castasegna, in dessen Sturzmassen sich die Mera jeweils nach kurzem Stau wieder eingeschnitten hat.
Ein kurzfristiger Rückzugshalt scheint sich an der Nossa Donna, dem Rundhöcker-Sporn oberhalb von Promontogno, abzuzeichnen. Nächste Wiedervorstöße geben sich bei S. Pietro und La Palü unterhalb von *Stampa* zu erkennen. Auch von der S-exponierten Talflanke hingen zwischen der Cima di Lago und dem Piz Lizun noch eine Reihe von Eiszungen ins Bergell. Beim beginnenden Abschmelzen hatten sich offenbar zwischen Cima da Cävi und Piz Duan mehrere Moränen-Stauseen gebildet. Beim steilen Gefälle brachen diese durch, so daß sich Schuttströme bis in die Talsohle ergossen.
Durch den W von Soglio niedergefahrenen Schuttstrom wurde das Tal oberhalb von Castasegna von einer nahezu 100 m hohen Schuttbarriere verschüttet. Dadurch wurde die Mera kurzfristig zu einem See aufgestaut, der bis an den Riegel von Promontogno reichte. Nach der klimatischen Schneegrenze um 2100 m, die sich aus noch intakten äußeren Gletscherbecken – Lago dell' Acqua Fraggia und Dair, NW bzw. N von Castasegna – rekonstruieren läßt, erfolgte diese Katastrophe im mittleren Spätwürm, wohl im Stadium von Stampa, da der Schuttstrom von Coltura–Stampa durch die Eiszunge erst noch etwas gebremst wurde. Dann rückte der Maira-Gletscher nochmals bis Borgonovo vor. Moränenwälle zeichnet Staub (1921 K) W von Vicosoprano und W von Borgonovo. Damals stieß auch der Drögh-Gletscher vom P. Cacciabella (2980 m) nochmals bis unterhalb von 1300 m vor und schüttete den mächtigen Schuttfächer von Al Tens.
Im nächsten Interstadial wurden Albigna-, Orlegna- und Maira-Gletscher selbständig. Im folgenden Rückfall vermochten sich das über die Felsstufe von Maloja abfallende *Orlegna/Oberengadiner Eis* und der *Maira-Gletscher* aus der Val Maroz nochmals bis auf einer Höhe von 1570 m zu vereinigen und bis über Casaccia hinaus vorzustoßen. In einem späteren Stand endeten Orlegna- und Maira-Gletscher bei Casaccia. Dabei wurden die bis 11 m tiefen Gletschermühlen W von Maloja vor dem Absturz des Oberengadiner Eises ins oberste Bergell ein letztesmal tiefer ausgekolkt.
Eine internere Staffel zeichnet sich in der Stauterrasse von Canova ab. Sie bekundet ein Zungenende bei S. Gaudenzio auf 1500 m.
Der *Albigna-Gletscher* teilte sich im Bergell in zwei Lappen. Der eine reichte – dank der Zuschüsse von Lawinenschnee von der Cacciabella-Kette – zunächst bis oberhalb von Vicosoprano, bis 1100 m, der andere staute bei Löbbia die Schotterflur von Orlegna/Inn- und Maira-Gletscher (S. 176).
Auch *Crusc-*, *Murtaira-* und *Largh-Gletscher* stiegen nochmals bis ins Tal ab. Ihre Schmelzwässer hinterließen mächtige Schuttfächer. Die Moränen wurden bis auf die Mündungs-Eggen ausgeräumt. Der Largh-Gletscher dürfte noch im Borgonovo-Stadium den Bergell-aufwärts gerichteten Lappen des Albigna-Gletschers, der sich mit der Maira/Orlegna-Zunge vereinigt hat, erreicht haben.

▷

Fig. 197 Bondo in der Val Bregaglia auf dem Sanderkegel des spätwürmzeitlichen Bondasca-Gletschers, der damals bis an den Talausgang hinter Bondo vorstieß. Im Talschluß der Vadrec da la Bondasca, die Sciora-Gruppe und die Cima della Bondasca.
Photo: Schweiz. Verkehrszentrale, Zürich. Aus: H. Heierli, 1974.

Spätestens im vorangegangenen Interstadial dürfte sich die Serpentinit-Sackungsmasse zwischen Val d'Inferno und V. Perossa von der Cima di Rossa gelöst haben. Im Stadium von Borgonovo stiegen – bei einer klimatischen Schneegrenze um knapp 2200 m – Gletscher durch die Val d'Inferno und durch die V. Furcela bis gegen 1900 m ab. Beim Abschmelzen bildeten sich wohl wiederum Moränenstauseen, die später durchbrachen, so daß ein Moränenschuttstrom zutal fuhr. Dabei wurde dessen Fuß bei Roticcio durch abschmelzendes Orlegna-Eis gebremst.
In der *Val Bondasca* zeichnen sich die beiden Stände von Stampa und Borgonovo bzw. vom Zusammenfluß von Mera und Orlegna an der Mündung SE von Bondo auf 900 m und bei Prä um 1100 m ab.

Die Bergeller Gletscher und das Bergell im letzten Spätwürm und im Holozän

In den letzten spätwürmzeitlichen Interstadialen wurden die Bergeller Gletscher selbständig. Im letzten Spätwürm, im *Maloja-Stadium* (R. Staub, 1946k, 1952), stießen Vadretta del Forno und Muretto-Gletscher als *Orlegna-Gletscher* nochmals über die Rundhöcker um den Lägh da Cavloc bis Maloja vor, wo H. Kleiber (1974) und A.-K. Heitz et al. (1982b) mit Pollenabfolgen und ^{14}C-Daten (S. 189) das Alleröd belegen konnten.
Während der äußersten Stände vermochte das Orlegna-Eis über die Steilstufe ins oberste Bergell abzusteigen, was durch stirnnahe Moränen gesichert ist. Dabei erhielt der Orlegna-Gletscher von der Murtaira–Salacina-Kette und vom Piz da la Margna (3159 m) noch letzte Zuschüsse. Das von Maloja gegen W verlaufende Trockental ist als randglaziäre Schmelzwasserrinne zu deuten.
Auf der linken Talseite ist der äußerste Eisstand durch die Ufermoränen auf I Forn, W des L. da Cavloc, auf Zocchetta und am L. da Bitabergh markiert.
N des L. da Bitabergh, der durch eine kluftbedingte Abflußrinne entwässert, steigen Wallstaffeln steil ins oberste Bergell ab. Bedeutende Sackungen erschweren jedoch den Zusammenhang der Seitenmoränen mit den Stirnlagen.
Jüngere Staffeln auf dem Passo del Maloja verraten durch Stauschutt-Terrassen einen Abfall des Eises gegen Cavril, bis 1550 m. Stauschutt-Fluren wurden gegen Orden geschüttet. Diese dürften durch einen Toteis- und Moränenpfropf in der gegen das Bergell abfallenden Schlucht aufgestaut worden sein. Die einzelnen Terrassen bekunden ein Eintiefen durch die Schmelzwässer des zurückweichenden Orlegna-Gletschers (Fig. 198).
Holozäne Stände lassen sich in der Val Forno bei der Mündung des Ova da Cavloc sowie auf 1940 m erkennen (Staub, 1946k).
Beim Forno-Gletscher sind ältere frührezente Ufermoränen kaum entwickelt. Nach F. v. Salis (1883) lag das Zungenende 1857 knapp 200 m hinter der Einmündung der Val Muretto auf 1980 m. Stirnnahe Seitenmoränen verraten Stände um 2015 und um 2025 m. 1955 (LK 1276) lag das Ende 2 km oberhalb der Talgabelung, auf 2230 m.
Der zwischen Monte del Forno und Piz dei Rossi gegen NE in die Val Muretto herabhängende Gletscher stirnte um 1850 auf 2330 m. Bis 1955 hatte er die Steilwand freigegeben und endete auf 2820 m, der Vadrec dei Rossi auf 2620 m.
Im Maloja-Stadium des Orlegna-Gletschers dürfte der *Albigna-Gletscher* am Talausgang auf 1300–1350 m, der *Maira-Gletscher* W von Casaccia auf 1470 m gestirnt haben.
Die Schotterfluren oberhalb von Vicosoprano und unterhalb von Casaccia sind als zugehörige Sanderflächen angelegt worden. Dabei erhielt der Maira-Gletscher aus der Val da

Fig. 198 Absteigende Moränenstaffeln des letzten Spätwürm-Vorstoßes des Orlegna-Gletschers S von Maloja. Im Hintergrund Piz Lagrev, Ober-Engadin.

Cam, zwischen Piz Duan und P. Cam, noch einen Zuschuß. Jüngere Staffeln zeichnen sich auf 1550 m und auf 1650 m. Vom P. Mäder brachen Sackungen und Bergstürze nieder.
Ein späterer, bis auf 1600 m herabreichender Albigna-Vorstoß gibt sich auf der W-Seite des Albigna-Sees und unterhalb des Steilabsturzes zu erkennen. Um 1850 stirnte der Albigna-Gletscher auf 2070 m (DK XX, 1854); heute kalbt er in den bis auf eine Kote von 2163 m aufgestauten See.
Beim Maira-Gletscher zeichnen sich letzte Spätwürm-Stände unterhalb von Maroz Dent ab. Dabei hat er zuvor niedergefahrene Trümmermassen durchstoßen. Ein jüngerer Stand ist auf 2300 m angedeutet. Die Val da la Duana dürfte damit noch bis ins Holozän eiserfüllt gewesen sein. Um 1850 endete der Duan-Gletscher als letztes Relikt im Lägh da la Duana, auf 2466 m. 1955 (LK 1276) stirnte er auf 2660 m, 1973 wieder auf 2580 m.
In der *Val Bondasca* sind die dem Casaccia-, dem S. Gaudenzio- und dem Cavril-Stand entsprechenden Endlagen bei Lera auf 1280 m, bei Lumbardul und bei Larel auf 1380 m zu erkennen (R. Staub, 1921k). Jüngere Seitenmoränen des Vadrec da la Bondasca

zeichnen sich randlich bis gegen 1550 m herab. In der Bondasca-Badile-Gruppe stiegen die Gletscher zur Zeit der frührezenten Stände noch bis gegen 1650 m ab (DK XX, 1854). Bis 1956 (LK 1296) war der Vadrec dal Cengal bis auf 1790 m, der Vadr. da la Bondasca bis auf 2030 m zurückgeschmolzen; bis 1973 sind sie bis 1900 bzw. 1940 m vorgestoßen.

Der Liro-Gletscher

In der obersten Valle S. Giacomo ist in der Hochfläche von Andossi SE und S des Lago di Monte Spluga ein Rest einer im Laufe des jüngeren Quartärs nur wenig veränderten Reliefflächе erhalten. Gegen SW setzt sie sich in jene des Piano dei Cavalli und der Val di Starleggia fort (A. Gansser, 1937). Längs E-W- und nahezu N-S-verlaufender Störungen hat sich der Liro-Gletscher, der bald noch von westlichen Zuschüssen unterstützt worden ist, mächtig eingetieft und das Becken von Isola ausgeräumt. Im Mündungsbereich der Val Madésimo, der V. di Starleggia und der V. di Fraciscio wurde das Becken von Campodolcino ausgekolkt.
Mit dem ersten Zurückschmelzen des Liro-Gletschers in die Valle S. Giacomo brachen von den klüftigen Talflanken, besonders N von Chiavenna, Felsstürze nieder. Um den Lago di Mezzola sind die Flanken noch immer aktiv, was jüngste Stürze belegen.
Vom Ausgang der Valle S. Giacomo zog sich der Liro-Gletscher im Spätwürm zunächst bis ins Tal von Campodolcino zurück. Im folgenden Klimarückschlag stieß er wieder bis Lirone, bis 900 m, später bis Prestone, bis unterhalb 1000 m, vor. Der Stirnbereich der beiden Stände wurde durch Bergsturzmassen und Schuttfächer weitgehend eingedeckt. Auch aus dem Bacino del Truzzo und aus den Karen beidseits des Pizzaccio reichte das Eis in der Val del Drogo, einem rechten Seitental, bis 900 m herab.
Bei einem späteren Vorstoß schob sich der Liro-Gletscher bis Torni, bis 1300 m, vor. Der Febbraro-Gletscher aus einem westlichen Seitental stirnte auf 1350 m. Der vom Piz Timun (3209 m) und vom P. Spadolazzo (2722 m) durch die Val Madésimo absteigende Gletscher reichte bis Madésimo; der Groppera-Gletscher aus einem östlichen Seitental endete in der Mündungsschlucht. Im letzten Spätwürm stieg vom P. Timun ein Gletscher zum Pass da Niemet (2295 m), erfüllte das Becken des Lago di Emet und hing, wie derjenige vom P. Spadolazzo, bis unterhalb von 1800 m ins Tal von Campodolcino herab. Eine frührezente Zunge eines Timun-Gletschers reichte bis unterhalb 2500 m.
Im ausgehenden Spätwürm endete der Liro-Gletscher bei Stuetta S des Lago di Monte Spluga; die Hauptzunge stieg noch in die Cardinello-Schlucht ab. Letzte spätwürmzeitliche Moränen bekunden einen Gletscher-Vorstoß vom Surettahorn (3027 m) bis an den L. di Monte Spluga, bis 1900 m. Frührezente Stände zeichnen sich um 2500 m ab.
Auch vom P. Tambó (3279 m) drang im letzten Spätwürm ein Gletscher durch die Val Loga bis ins Becken des 1931 aufgestauten Lago di Monte Spluga vor, was durch mehrere Staffeln von Seitenmoränen belegt wird. Zur Zeit der frührezenten Stände endeten die Gletscherzungen in den Talschlüssen um 2500 m.
Im letzten Spätwürm stieß der Ghiacciaio del Pizzo Ferrè durch die Valle Schisarolo bis Soste vor, wobei er noch Eis aus der Val d'Oro aufnahm. Frührezente Moränen verraten ein Ende um 2250 m. Bis 1962 ist dieses auf 2450 m zurückgeschmolzen.
Im Liro-Tal reicht heute die Waldgrenze bis auf 1900 m hinauf. In der zum Lago di Monte Spluga umbiegenden Val del Cardinello fällt sie auf 1820 m. Die Kastanie steigt bei Lirone bis auf 950 m.

Ur- und frühgeschichtliche Belege aus Chiavenna, Bergell und vom Splügenpaß

Die Besiedlung von Chiavenna, des Bergell und der Val San Giacomo erfolgte vom Comer See her Mera- und Liro-aufwärts. Mit der ersten Landnahme wurden auch die Pässe begangen, nach W über den Jorio nach Bellinzona, nach N über den Splügen und nach NE über den Maloja (Bd. 1, S. 252).

In *Chiavenna* belegen ein Randleistenbeil und ein Schwert die Anwesenheit des bronzezeitlichen Menschen. Aus römischer Zeit sind Keramikgefäße und Gläser bekannt geworden (M. Bergamini, 1977).

Im *Bergell* zählt der 1961 aus dem Bachbett der Maira S von Roticcio geborgene, 1,6 m hohe Menhir, ein Bergeller Granit-Erratiker – heute in der Ciäsa Granda in Stampa – zu den ältesten Dokumenten. Dieser wurde im ausgehenden Spätwürm vom Albigna-Gletscher ins Tal verfrachtet und um 3500 v. Chr. von neolithischen Steinmetzen am Ufer der Maira bearbeitet (Prof. F. Rogowski, schr. Mitt.). Von Soglio, Muntac und von Bondo sind Krüge mit eingeritzten Zeichen und Schalensteine bekannt geworden, deren figürliche Gravuren gut mit denen der Val Camónica übereinstimmen (E. Anati, 1964; R. Stampa, 1974, 1976). Bei Borgonovo wurde ein gallisches Bronzebeil gefunden und beim Straßenbau von Spino nach Soglio kamen latènezeitliche Bronzegefäße etruskischen Ursprungs zum Vorschein. Bei Soglio ist ein Steinkisten- und bei Stampa-Palü ein Felswannengrab, wie SW von Grósio, freigelegt worden. Auf dem Rundhöcker von S. Pietro W von Stampa ist eine latènezeitliche Höhensiedlung nachgewiesen. Eine weitere ist vom Crep da Caslac ob Vicosoprano bekannt (R. Fellmann, 1974).

Ob die Römer mit der Besetzung der Lombardei und der beiden municipi Mediolanum – Mailand – und Comum – Como – mit ihrem Umgelände auch schon das Veltlin, Chiavenna und das Bergell ihrem Reich eingegliedert haben, steht noch offen. Jedenfalls gehörte das Bergell, das bereits 46 n. Chr. auf der bei Cles im Nonstal aufgefundenen tavola clesiana als Bergalei erwähnt worden war, damals zum municipio Como. Auch der Umstand, daß diese Gebiete sprachlich und kulturell enge Beziehungen zur Lombardei zeigen, deutet darauf hin, daß die Grenze gegen die erst 15 v. Chr. eroberte Raetia prima wohl vom Stilfserjoch über Bernina–Maloja–Splügen zum San Bernardino und zum Lukmanier verlief.

Auf der untersten Felsterrasse des Riegels von Promontogno, an der Porta – später langezeit die Bistumsgrenze zwischen Como und Chur – wurde in der Müraia eine römische Siedlung freigelegt. In einem Grab sind bereits Lavez-Topfkerne gefunden worden. Zur Römerzeit war das Bergell wichtiges Durchgangsland vom oberen Comer See, vom Lario, über das römische Oppidum Clavenna – Chiavenna/Cläven – nach Casaccia. Hier boten sich zwei Übergänge an: ein näherer über den Septimer (2310 m) und ein etwas weiterer Fahrweg durch die Malögin, eine ehemalige Schmelzwasserrinne, nach Maloja – dann wohl auf dem Silsersee – bis Sils-Baselgia, über Plaun Grand–Fratta zum Julier (2284 m), hinab nach Bivio (A. Planta, 1976), wo sich die beiden Übergänge wieder vereinigen, durchs Oberhalbstein und über die Lenzerheide nach Curia (Bd. 2, S. 257).

Bei Castelmur, einem Rundhöcker bei Promontogno, bei Caslac in Vicosoprano und bei Casaccia standen römische Wachttürme, auf dem Septimer-Paß ein Hospiz.

Als die Langobarden im 6. Jahrhundert von E her in die Po-Ebene eindrangen, rückten sie auch nach N, ins Einzugsgebiet der Adda vor; Chiavenna wurde Zollstation.

Um 825 wurde auch auf dem Maloja ein Hospiz erbaut. Castelmur wurde als Castellum

ab Bergelliam 831, die Talkirche 988, S. Gaudenzio 998 erstmals erwähnt. Vicosoprano, damals noch Hauptort des Tales, dessen Gerichtsbarkeit von Otto I. 960 dem Bischof von Chur übertragen worden ist, reicht mindestens ins 10., die romanischen Kirchen S. Lorenzo und S. Martino in Chiavenna und eine in S. Croce, 5 km weiter E, bis ins 11., jene zu S. Martino in Bondo ins 13. Jahrhundert zurück. S. Cassiano in Vicosoprano wurde 1318 erbaut.

Das bedeutendste erdgeschichtliche Ereignis der Neuzeit im Bergell ist der 1618 vom Monte Conco niedergefahrene Bergsturz von Plurs/Piuro zwischen Chiavenna und der Schweizergrenze. Damals wurde in dem unter Bündner Herrschaft (1512–1797) erneut aufgeblühten Lavez-Steinbruch, der schon zur Römerzeit betrieben worden ist und aus dem Plinius der Ältere den Lapis comensis erwähnt hat, ein gewaltiger Felssturz ausgelöst. Dieser verschüttete das Städtchen und begrub 2430 Menschen (Alb. Heim, 1932).

An der *Splügenroute* ist bei Monte Spluga ein Bronzemesser gefunden worden. Da auch Rheinwald und Schams zur Bronzezeit bevölkert waren, wie eine Siedlung und ein Bronzedolch – aus einem Steinkistengrab (?) – in der Grüeni NE von Splügen (J. Neher, mdl. Mitt.) und ein weiteres Grab bei Donath belegen (W. Burkart, 1942), bestand schon damals ein Paßverkehr (H. Erb & G. T. Schwarz, 1969).

Am Lai da Vons konnte C. Burga (1976) erste menschliche Zeugen – Spuren eines Getreidebaues, Holzkohle-Stückchen und Pollen von Spitzwegerich bereits um 2800 v. Chr. nachweisen. Etwas jünger sind Pollen von Lein und von Getreide.

Von Clavenna bis Curia werden mehrere römische Militärstationen genannt: nach 20 Meilen Tarvesede – wohl das heutige Campodolcino, nach weiteren 10 Meilen (= 14,8 km) Cuneus aureus, beim heutigen Soste, wo die schluchtartige Talenge scharf nach E in die Val del Cardinello umbiegt, die Felsen einen Keil, einen cuneu, bilden; aureus wohl deshalb, weil W die Val d'Oro mündet, in der schon damals ein reger Gold-Bergbau betrieben worden und ein Stollen heute noch zu erkennen ist. Die nächste Station, Lapidaria in Sassâm (= steiniges Land) – im Schams – folgt nach weiteren 17 Meilen, womit wohl Zillis gemeint sein dürfte (Ch. Simonett, 1938). Bei Andeer sind römische Gräber mit Lavez-Töpfen und Münzen und bei der bereits 831 erwähnten Kirche von Zillis römische Baureste, Keramik und ebenfalls Münzen gefunden worden. Im Paßbereich und unterhalb der Val d'Oro ist die Römerstraße lokal noch erhalten.

1219 wurde der Warenverkehr über den Splügen zwischen den Säumern des Schams und von Chiavenna, das aufgrund des Kirchenschatzes aus dem 12. Jahrhundert bereits ein durch Bergbau und Warentransport wohlhabend gewordenes Städtchen war (G. B. di Crollalanza, 1867) vertraglich geregelt (L. Joos, 1951).

Das Veltlin in Spätwürm und Holozän

Die Ausräumung des Veltlins, dieses bedeutenden alpinen Längstales, erfolgte längs der insubrischen Linie und ihrer benachbarten Längsstörungen. Im Laufe des Eiszeitalters wurde es durch Adda, Adda-Gletscher und seine Schmelzwässer entlang dieser Schwächezone mehr und mehr ausgeräumt.

Im Veltliner Stadium vereinigten sich Mera- und Adda-Gletscher abermals. Am Zusammenfluß reichte das Adda-Eis bis auf eine Höhe von 230 m. Nach S. Venzo (1971) wäre dieses noch bis in den Laghetto di Piona vorgestoßen. Von der Monte Bassetta–Cima del Malvadello-Kette fuhren Lokalgletscher nieder.

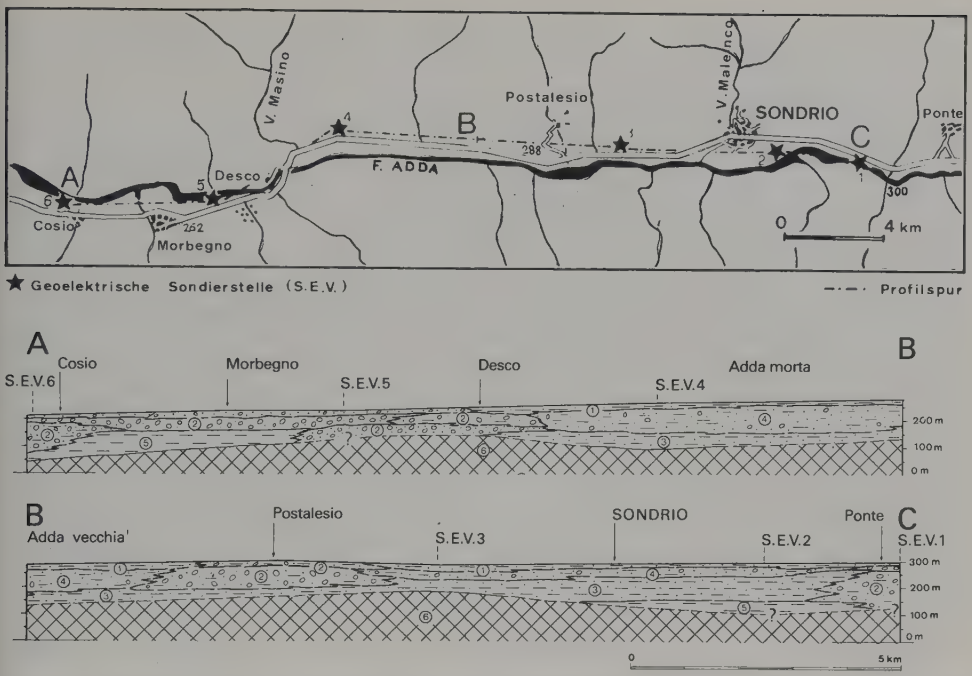


Fig. 199 Längsprofil durch die Quartärfüllung im Veltlin aufgrund geoelektrischer Daten.

1 rezente fluviale Alluvionen
2 Geröllreiche Schuttfächer-Ablagerungen verschiedenen Alters
3 Grundmoräne
4 Fluviale u. glazifluviale Ablagerungen
5 Lakustre Sedimente
6 Felsuntergrund

Aus: F. Petrucci, M. Careggio, & R. Cavazzini, 1979.

Aufgrund des Anstieges der Waldgrenze von 1800 m am Comer See gegen die Disgrazia-Gruppe auf 2200 m ist anzunehmen, daß auch die klimatische Schneegrenze analog gegen NE ansteigt und daß dies schon im Spätwürm so war. Daß jedoch ein durch Wallmoränen dokumentierter Gletscher vom W-Grat des M. Bassetta, der von 1700 m auf 1250 m abfällt, noch im Veltliner Stadium bis gegen Dubino, bis 250 m, und im «Bühl» (=Chiuro)-Stadium bis unter 600 m abstieg, ist unwahrscheinlich. Für einen solchen Gletscher ergäben sich Gleichgewichtslagen von nur knapp 900 m, bzw. von 1050 m. Die klimatischen Schneegrenzen müßten bei S-Lage noch tiefer, um 850 m bzw. um 1000 m gelegen haben, was selbst unter Berücksichtigung der speziellen Exposition des M. Bassetta und seiner Firnmulde gegenüber den schneebringenden Seewinden sowie der Nähe von Mera- und Adda-Gletscher um mindestens 400 m zu tief ist. Selbst für taleinwärts gelegene Gebiete ist eine Schneegrenzdepression von 1000 m zu gering, resultiert doch für den von der Cima del Malvadello gegen Traona abfallenden, von markanten Wällen begleiteten Gletscher eine Schneegrenze von 1450 m.
Von Morbegno Veltlin-aufwärts lieferten die Seitengletscher, vor allem *Másino-* und *Mállero-Gletscher*, bedeutende Zuschüsse. An der Mündung des Másino-Gletschers reichte das Adda-Eis bis auf über 400 m. Steil abfallende, teils subglaziäre Seitenmoränen lassen sich bis 300 m herab verfolgen. Durch die Talung N des Culmine entsandte der Másino-Gletscher einen Seitenlappen gegen Dazio.

Fig. 200 Der Sasso Remenno von S, ein rund 20000 m³ großer Granodiorit-Block, der vom Monte Lobbia in die Val Másino niederfuhr. Photo: Dr. F. Seger, Luzern.

Vor dem ins Veltlin zurückschmelzenden Adda-Gletscher bildete sich, wie im Tal von Chiavenna (S. 378f.), ebenfalls ein zunächst immer tiefer in dieses Längstal eindringender Arm des Comer Sees. Durch Schuttfächer aus den Seitentälern wurde beim weiteren Eiszerfall im mittleren Veltlin ein See abgedämmt, in den die Eiszungen des Másino- und des Mállero-Gletschers kalbten. Durch den Schuttfächer von Ponte–Chiuro wurde im östlichen Veltlin nach dem Chiuro-Stadium ein See abgedämmt, der bis über Tresenda reichte und von seitlichen Schuttfächern unterteilt und mit Alluvionen der Schmelzwässer des Poschiavino- und des Adda-Gletschers langsam zugeschüttet wurde.
Stirnmoränen des nächsten Stadiums bekunden mit ihren beiden Staffeln (Bühl I und II Venzos) Vorstöße bis 450 m bzw. bis 550 m herab. Dann gab das Eis den mittleren Abschnitt der V. Másino frei. In der nächsten Kaltphase stieß es erneut bis auf rund 800 m vor, was bei Cataeggio durch stirnnahe Wälle belegt wird, die Venzo (1970k, 1971) dem Schlern-Stadium zugeordnet hat.
Im nächsten spätwürmzeitlichen Klimarückschlag trafen die Eismassen von der Badile-Cima della Bondasca-Kette, der Cima di Castello und vom Monte Disgrazia (3678 m) bei S. Martino noch zusammen. In einer späteren Staffel dürfte der über Bagni del Másino vorgestoßene Gletscher um 1000 m geendet haben; derjenige von der Cima del Cavalcorto fand sein Ende wenig unter 1100 m, der Mello-Gletscher von der Disgrazia kurz vor S. Martino. Die bis auf Baita Remoluzza, bis 1560 m, abfallenden Moränen dokumentieren letzte Spätwürm-Stände. Vom P. Vicima (2687 m) hing eine Zunge noch bis 1900 m herab.
In der Valle dei Bagni zeichnet sich ein ehemaliges Zungenende W von S. Martino ab. Das entsprechende Stadium des Haupttalgletschers von der Cima del Cavalcorto (2763 m) liegt oberhalb von Corte Vecchia auf 1450 m. In einem jüngeren Stand, bekundet durch eine steile Seitenmoräne, endete die Zunge auf rund 1800 m.

Fig. 201 Alpe di Lago, ein ehemals durch eine rechtsufrige Seitenmoräne des Giumellino-Gletschers gestauter See, der im ausgehenden Spätwürm und im Holozän verlandet ist.

Spätwürmzeitliche und holozäne Stände treten in der V. Preda Rossa, dem bei Cataeggio mündenden linken Seitental, zutage. SW des Zungenbeckens von Preda Rossa steigen zwei Staffeln bis auf 1900 m bzw. auf 1950 m ab. Internere Wälle stellen sich an dessen NE-Ende auf 1970 m ein. Noch internere Moränen bekunden Zungenenden auf 2050 m und auf 2100 m. VENZO weist sie einerseits dem Fernau-(?), den um 800 m talaufwärts, auf 2200 m endenden Wall des Ghiacciaio di Preda Rossa von der Disgrazia, dagegen dem Napoleonischen Stadium (1820–1825) zu. Doch dürften die Stirnwälle auf 2070 m und auf 2100 m von einem von den Corni Bruciati (3114 m) abgestiegenen frührezenten Gletscher geschüttet worden sein.

Bis 1956 (LK 1296) ist der Ghiacciaio di Preda Rossa auf 2570 m, bis 1973 (H. R. WENK & S. B. CORNELIUS, 1977K) gar bis auf 2680 m zurückgeschmolzen.

Bei der Mündung des *Mállero-Gletschers* bei Sondrio stand das Adda-Eis im Veltliner Stadium bis auf 700 m. Noch in der späteren Staffel (Valtellina II bei VENZO) hingen die beiden Gletscher zusammen. Erst im nächsten Interstadial, in dem das Poschiavino/Adda-Eis bis hinter Tirano zurückgeschmolzen war, wurde der Mállero-Gletscher selbständig.

Im folgenden Klimarückschlag, bei dem der Poschiavino/Adda-Gletscher wieder bis Chiuro E von Sondrio vorrückte, stieß auch der Mállero-Gletscher erneut bis an den Talausgang vor. Eine internere Staffel gibt sich an der Mündung von Seitentälern, N von Arquino, zu erkennen. Die einem nächsten Gletscherstand entsprechenden Moränen zeichnen sich bei Spriana in zwei eng sich folgenden steil abfallenden Wällen um 650 m ab (VENZO, 1970K, 1971).

Fig. 202 Spätwürmzeitliche Seitenmoräne von Prímolo des Mállero-Gletschers (von links) mit Blick in die Val Lanzada; rechts, auf einer Terrasse, Caspoggio, Val Malenco.

Das von der S-Flanke des P. Cassandra (3226 m), des Monte Disgrazia (3678 m) und der Cima di Corna Rossa (3180 m), von der E-Seite der Corni Bruciati (3097) und von der N-Seite des M. Caldenno (2668 m) abfließende Eis vereinigte sich damals zum *Torreggio-Gletscher*, der zunächst bei Torre di S. Maria auf 850 m noch den Mállero-Gletscher erreichte.

Spätere Moränen des Torreggio-Gletschers verraten Zungenenden um 1200 m und um 1500 m. Die Blockmoränen, die den Boden der Valle Airale in 2000 m Höhe umschließen, sowie diejenigen aus den Karen der Monte Caldenno–M. Arcoglio-Kette dürften die letzten spätwürmzeitlichen Vorstöße bekunden.

Eindrücklich sind besonders die Stirnwälle eines SW von Chiesa, vom P. Cassandra gegen E bis auf 1200 m abgestiegenen *Giumellino-Gletschers*. Seitenmoränen dämmten auf Alpe di Lago einen Eisrandsee ab, der auch noch von randlichen Schmelzwässern des Torreggio-Gletschers gespiesen wurde (Fig. 201). Damit dürften diese Moränen – wie jene, die weiter N einen Vorstoß des *Pradaccio-Gletschers* vom P. Rachele (2998 m) bis unter 1500 m bekunden – dem Stadium von Torre di S. Maria entsprechen.

Letzte spätwürmzeitliche Moränen belegen Wiedervorstöße des Giumellino-Gletschers bis 1700 m, bis 1780 m und bis 1900 m, des Pradaccio-Gletschers bis 1700 m und bis 2000 m. Wälle dieses Vorstoßes umgürten auch den See von Lagazuolo auf 2000 m.

Seitenmoränen und Stauterrassen verraten ein Zungenende des Mállero-Gletschers auf 750 m. Staffeln eines jüngeren Stadiums zeichnen sich um Chiesa, bei Prímolo und bei Caspoggio ab; durch den mündenden Lanterna-Gletscher wurde S von Caspoggio (Fig. 202) ein kleines Moor aufgestaut.

Fig. 203 Disgrazia-Gletscher mit Monte Disgrazia im Juli 1976 von der Capanna Del Grande in der Val Sissone, der obersten Val Malenco. Photo: Dr. K. Riklin, Zürich.

Als Moränen des jüngeren Spätwürm des *Mállero-Gletschers* sind wohl die Wallreste bei S. Giuseppe auf 1430 m zu deuten. Die Zunge dürfte noch bis 1300 m abgestiegen sein. Von N erhielt er noch Zuschüsse vom Monte del Forno (3214 m), vom P. Muretto und vom M. dell'Oro durch das vom Muretto-Paß gegen SE absteigende Tal, von der S-Seite des P. Fora, des P. Tremoggia (3441 m) und des P. Malenco durch die Val Fornasco und die V. Nevasco und von SW einen letzten aus dem Kar zwischen der Cima del Duca (2968 m) und dem M. Braccia (2909 m), was Seitenmoränen belegen.
Mit dem Rückzug des Eises wurde das frontal übertiefte Becken eingeschottert. Talaufwärts ragen – vorab um Ca' Rotte – noch zahlreiche Rundhöcker empor.
Vom Sasso Nero (2784 m) und vom Monte Reggione (2361 m) hatten sich, wohl vorab im vorangegangenen Interstadial, im Präbölling (?), längs vorgezeichneten Klüften ausgedehnte Sackungen sowie jüngere Berg- und Felssturzmassen gelöst. Hinter solchen wurde auch der Lago Palù NNE von Chiesa aufgestaut. Vom M. Roggione stiegen noch in der nächsten Kühlphase Eiszungen gegen W und E ab.
In der Valle Lanterna stellen sich Moränen des jüngeren Spätwürm auf Alpe Brusada und auf Alpe Franscia, auf 1500 m, ein (R. Staub, 1946k; Venzo, 1971). Von der Kette M. Cavaglia (2728 m) – M. Acquanera (2806 m) – M. Scalino (3323 m) schoben sich Glet-

scher nochmals bis gegen Alpe Cavaglia und A. Zocca, in die Val Brusada gegen die Alpe Palù di Caspoggio bis A. Probella und über A. Campascio di Caspoggio vor.
Auf einem jüngeren Moränenwall steht die Capanna di Zoia. In diesem Stadium wurden wohl auch die zahlreichen Rundhöcker ein letztesmal überschliffen. Die Schmelzwässer flossen durch ein heutiges Trockental. Moränen dieses Vorstoßes umschließen den Piano di Campagnedra auf 2230 m.
Moränen des Corvatsch-Stadiums zeichnet STAUB (1946K) in der *Val Malenco* bei Chiareggio auf 1600 m; talaufwärts läßt er weitere Stände folgen, einen letzten auf 1680 m. Die stirnnahen Wälle von Chiareggio beidseits des Mállero stellen jedoch – zusammen mit denen auf Alpe dell' Oro und auf A. Sentieri – den letzten spätwürmzeitlichen Vorstoß des Mállero-Gletschers dar, bei dem der Disgrazia-Gletscher (Fig. 203) über dem Talkessel von Forbesina bei einer Eishöhe um 1980 m den *Ventina-Gletscher* aufnahm.
Rückzugslagen, bei denen sich die beiden noch vereinigt haben, werden durch Seitenmoränenreste 600 m und 1200 m hinter Chiareggio belegt.
Die Wälle, die in der Valle Sissone ein Zungenende des Disgrazia-Gletschers auf 1760 m bekunden, dürften, wie die Wälle auf A. Ventina, spätholozäne Vorstöße belegen.
Noch um 1850 (DK XX, 1854) reichten die Vedretta della Ventina und die Vedr. del Disgrazia bis auf 1800 m. Um 1960 endeten sie auf 2300 m. Bis 1982 ist die tiefste Zunge wieder bis auf 2060 m vorgestoßen.
Im letzten Spätwürm stirnte die Vedretta di Scerscen am Schluchteingang, um 1800 m, die Vedr. di Fellaria unterhalb Alpe Campo Moro, auf 1900 m. Auf A. Gera – heute im Stausee ertrunken – gibt STAUB noch interne Moränen an. Um 1850 soll das Eis bis unterhalb 2300 m gereicht haben (DK XX, 1854); bis 1955 war es auf 2520 m zurückgeschmolzen (LK 1297). Auch die Vedretta di Scerscen reichte um 1850 bis unterhalb 2300 m herab; 1955 war ihre Stirn in zwei Zungen gespalten, die auf 2550 m endeten.
Noch im ausgehenden Spätwürm erreichte eine Zunge der Vedretta di Pizzo Scalino durch die italienische Valle Poschiavina den Vedr. di Scerscen. Die andere floß über den Pass da Cancian und den Pass d'Ur ins Puschlav, vereinigte sich mit der Vedreit da Cancian und überfuhr die Rundhöcker der Platti da Cancian und der Alp d'Ur. Markante Seitenmoränen auf Alp Cancian (2132 m) und auf Alp d'Ur (1932 m) belegen noch einen späten Abstieg in die Val Cancian und in die V. Quadrada.
Auch von der S-Seite des Veltlins, von der Catena Oróbica, stießen im mittleren Spätwürm Gletscher nochmals bis an die Mündungen der Seitentäler vor, wo sich stirnnahe Seitenmoränen beobachten lassen, etwa aus der Val Lesina mit ihren Quellästen vom Monte Legnone (2610 m) und vom Pizzo Rotondo (2495 m) bis gegen Delèbio und aus den Valli del Bitto di Gerola und del Bitto di Albaredo vom Hochgebiet um den Pizzo dei Tre Signori (2554 m) und vom Monte Ponteránica (2378 m) bis gegen Morbegno, was markante stirnnahe Seitenmoränen belegen (S. VENZO, 1971, in R. CRESPI et al., 1970K). Jüngere Moränen verraten in beiden Seitentälern weitere Stände: unterhalb, bei und oberhalb von Gerola Alta, um 800 m, um 1000 m und um gut 1100 m. Diese Stände zeichnen sich auch in der Valle del Bitto di Albaredo ab. Ein nächstjüngerer, wohl das Gschnitz-Stadium, ist hinter Gerola Alta auf über 1350 m zu erkennen.
Auch in der Valle di Tártano stieß ein Gletscher im Stadium von Chiuro vom Monte Fioraro (2431 m) und aus den Karen zwischen dem M. Tártano (2292 m) und dem Pizzo Scala (2427 m) sowie aus dem Talschluß der Valle Lunga, vom M. Cadelle (2483 m), von der Cima di Vallocci (2510 m) und vom P. Gerlo (2470 m), wieder bis an den Talausgang vor. Dabei wurde die Querstörung von Campo, durch die Schmelzwässer gegen

Fig. 204 Die ins Veltlin vorspringende stirnnahe Seitenmoräne des von N zufließenden Rogneda-Gletschers mit Poggiridenti, dahinter der Rundhöcker mit dem Castello Grumello (links) und Sondrio (Mitte) am Ausgang der Val Malenco (rechts), dahinter der vom austretenden Mállero-Eis überschliffene Hügel von Triángia.

Fórcola abflossen, plombiert. Jüngere Stände sind unterhalb und bei Tártano angedeutet. In gleicher Weise sind auch bei den Mündungen der kaum verzweigten Seitentäler S von Berbenno und Caiolo sowie beim Ausgang der Valle di Venina mit ihren Seitenästen zwischen Sondrio und Poggiridenti stirnnahe Moränenwälle zu erkennen.

Im *Stadium von Lecco* hing das *Poschiavino/Adda-Eis* über den Passo d'Aprica (1176 m) mit dem vom Adamello (3554 m) durch die Val Camónica abfließenden *Oglio-Gletscher* zusammen (S. 312ff.).

Auf dem N des Aprica-Passes gelegenen Pian di Gembro (1375 m) wurde zunächst ein Gletscherstausee abgedämmt, der mit Schmelzwasserschutt angefüllt wurde. Darüber kam es seit dem mittleren Spätwürm zur Moorbildung, die bis zum Hochmoor führte. Der Oglio-Gletscher reichte im Veltliner Stadium bis Malonno, bis auf 500 m, herab, wo ein absteigender Moränenwall ein Zungenende verrät. Dann schmolz der Adda-Gletscher bis mindestens E von Tirano zurück. Das von SE, vom Passo d'Aprica und aus der Valle Belviso, und das von N, von der Cómbolo-Cancano-Kette, abfließende Eis vermochte nicht mehr bis ins Tal vorzustoßen, lieferte aber reichlich Schmelzwässer.

Im nächsten Klimarückschlag, im *Chiuro-Stadium*, stieß der vom Poschiavino-Gletscher unterstützte Adda-Gletscher nochmals kräftig vor. Von dem glaziär überprägten Kristallin-Vorbau S von Teglio steigen eng gestaffelte Moränenwälle gegen Chiuro ab (Venzo, 1971). Auch aus der *Val Fontana* drang ein Gletscher aus den hochgelegenen Karen erneut bis gegen den Talausgang vor. Venzo ordnet die E von S. Bernardo absteigenden Wälle, mit den Terrassen N von Chiuro, dem zweistaffeligen Veltliner Stadium zu. Von der Catena Oróbica erhielt der Adda-Gletscher im Chiuro-Stadium nochmals Zuschüsse von der Valle Belviso bis zur V. Armisa (G. Schiavinato et al., 1969k).

Fig. 205 Der außerhalb des Stadiums von Chiuro sich aufbauende Schuttfächer von Ponte–Chiuro. Im Hintergrund die Alpi Orobie.

In einem späteren Stadium endete der Belviso-Gletscher um 1300 m. Der vom Dosso Pasò (2576 m) gegen Aprica vorstoßende Gletscher reichte noch bis auf 1400 m herab, was auf eine klimatische Schneegrenze von nahezu 1900 m hindeutet.
Die Schmelzwässer eines von der Vetta Ron (3136 m) durch die Val di Ron bis unter 1100 m absteigenden Gletschers dürften für die Anlage des gewaltigen Schuttfächers von Ponte-Chiuro verantwortlich sein.

Die spät- und postglaziale Vegetationsentwicklung zwischen dem Veltlin und Édolo

Im *Pian di Gembro*, N des Aprica-Passes, brachten H. Zoller et al. (in P. Fitze & J. Suter, 1977) zwei Pollenbohrungen nieder, die in 6,75 bzw. in 6 m mit 40% *Pinus*, *Juniperus*, bis 10% *Betula* und hohen Anteilen an *Artemisia*, Gramineen und Kräutern bis in die Älteste Dryaszeit zurückreichen.
Nach knapp 50 cm gehen die Tone bei ^{14}C-Daten von 13280 und 13490 bzw. 12870 Jahren v. h. in Tongyttja über. Dabei fällt *Pinus* zunächst auf 16% zurück; *Betula* und *Artemisia* steigen erst leicht an; um 12210 v. h. erreicht *Betula* mit 22% bzw. 15% bei *Pinus*-Werten von 32–48% – im Bölling – eine Spitze, fällt aber gleich wieder auf unter 5%, während *Pinus* auf rund 75% ansteigt; *Juniperus*, *Artemisia* und Gramineen treten im Alleröd mit ^{14}C-Daten um 12540 und 12350 v. h. stark zurück. Wie auf Maloja so sind auch diese Werte um über 1000 Jahre zu alt (A.-K. Heitz et al., 1982a). Dann fällt *Pinus* wieder auf unter 60% zurück. Zugleich steigen *Artemisia* und Kräuter erneut zu kleinen Gipfeln an. Hernach nehmen *Pinus* und *Artemisia* weiter ab; *Betula* und *Pinus cembra* steigen an. Zugleich stellen sich Vertreter des Eichenmischwaldes sowie *Alnus* und *Corylus* ein. Zwischen ^{14}C-Daten von 8040 und 6920 Jahren v. h. erscheinen *Picea* und

Fig. 206 Der vom Poschiavino/Adda-Eis überprägte Felsvorbau von Teglio, über den die Jorio-Tonale-Linie verläuft; längs dieser bedeutenden alpinen Störung sind die Zentralalpen emporgestaut und seitlich bewegt worden.

Abies und erreichen Werte von über 40 bzw. 30%. Zwischen 6110 und 6070 Jahren v. h. fallen beide bis auf 20 bzw. 13% zurück; zugleich steigen die Kräuter auf über 20% an.

Der Poschiavino-Gletscher

Im Chiuro-Stadium stand das Poschiavino-Eis W von Campascio auf gut 1200 m, wobei es aus der Val dal Saent noch einen letzten Zuschuß aus der Schweiz erhielt. Bei Tirano traf es bei einem Eisstand von über 900 m mit dem Adda-Gletscher zusammen, was durch Moränen W von Campocologno und bei Novaglia W von Tirano belegt wird. Im Würm-Maximum dürfte die Konfluenz auf über 2000 m gelegen haben.
In dem auf das Stadium von Chiuro folgenden Interstadial wurde der Poschiavino-Gletscher selbständig. Nach einem Rückzug ins Becken von Poschiavo stieß er im Brusasker Stadium R. Staubs (1946k) erneut vor. Dabei überprägte er randlich die im vorangegangenen Interstadial niedergebrochenen Sturzmassen der Motta, die den Lago di Poschiavo abdämmen.
Zahlreiche markante Nackentälchen verraten im Bereich von S. Romerio–Li Tambi und weiter SSE, von Viano bis zur Landesgrenze, weitere Sackungen. Mit dem Abschmelzen des Eises vom Brusasker Stadium bildete sich der Schuttfächer von Selvaplana–Brusio.
Im Brusasker Stadium stand der Poschiavino-Gletscher W von Poschiavo, bei Campel-Dasura, auf 1500 m, was an der Mündung der Val d'Urse, aus der er einen Zuschuß erhielt, durch eine Ufermoräne markiert wird. Auch von den Cresti da Vartegna nahm er

Fig. 207 Der Lago di Poschiavo, der durch die Bergsturz-Trümmermassen von Motta (links) und den Schuttfächer aus dem Solcun da Golbia (rechts) gestaut wird. Photo: Dr. C. A. Burga.

kleine Zungen auf, wie aus den auf den Sackungsmassen von Selva–Scimingot gelegenen Moränen hervorgeht. Von der östlichen Talseite mündete der Trevisina-Gletscher. Im südlichen Puschlav sind die meisten Flanken versackt, und häufig ereignen sich noch immer kleinere Felsstürze. Dadurch werden Seitenmoränen und randliche Schmelzwässerrinnen vorgetäuscht.

W von Le Prese reichte das Eis des Poschiavino-Gletschers auf über 1350 m. Nach der Mündung des letzten Zuflusses, des Mürasc-Gletschers, auf gut 1200 m, fiel die Zunge steil ab und endete mit mehreren Staffeln bei Brusio um 700 m (Staub, 1946k). Diese wurden von dem bei Motta sich gabelnden Schuttstrom aus der Val Solcun und von demjenigen aus der V. Sarasca umflossen und teilweise eingedeckt.

Aus der Gleichgewichtslage des Mürasc-Gletschers in 1900 m resultiert für das Brusasker Stadium eine klimatische Schneegrenze um 2050 m und damit eine Absenkung gegenüber der heutigen von rund 900 m.

Mit dem Abschmelzen des Poschiavino-Gletschers hinter die Sturzmassen der Motta begann sich zwischen diesen und der zurückschmelzenden Gletscherstirn der Lago di Poschiavo zu bilden, der nach und nach bis über Poschiavo hinaus reichte. Im Puschlaver Stadium stießen die Seitengletscher nochmals fast bis in die Talsohle vor und trieben mächtige Sanderkegel in den Bergsturzsee vor, so daß dieser bereits im ausgehenden Spätwürm nur noch bis S. Antonio reichte. Dann wurde das Becken von Prada abgetrennt, das langsam verlandete, so daß der See erst NW, dann S von Pagnoncini endete.

Durch die Val Saent, das südlichste Seitental, stieg ein Gletscher vom Piz Combul (2901 m) bis gegen 900 m ab. Das Eis aus dem Kar N des Col da Salarsa (2235 m) er-

Fig. 208 Der Lagh da Val Viola, der durch den Saoseo-Bergsturz gestaut wird. Dahinter das Kar des Dügüral-Gletschers, aus dem die Sturzmassen ausgebrochen sind. Die Karmulde wird von neuzeitlichen Stirnmoränen abgeriegelt. Die Lärchen im Vordergrund bilden um 2250 m die natürliche Baumgrenze. Photo: Dr. C. A. Burga.

reichte, wie aus stirnnahen Ufermoränen hervorgeht, noch den Saento-Gletscher. Aus der Gleichgewichtslage ergibt sich eine Schneegrenze um 2000 m. Eine in dieser Höhe gelegene Endmoräne verrät eine Schneegrenze um 2250 m, gut 700 m unter der heutigen. Damit dürfte dieser Vorstoß das jüngere Spätwürm, das Puschlaver Stadium Staubs, bekunden. Der Urse-Gletscher reichte erneut bis auf 1600 m herab, die vom Corno Campascio (2808 m) gegen ENE herabhängende Zunge stirnte unterhalb Munt da Campasc auf 1800 m. Oberhalb der Alp auf 2050 m zurückgelassene Moränen dürften von einem letzten Spätwürm-Stand stammen.

Der vom Piz Varuna (3453 m) abfallende Varunasch-Gletscher endete im jüngeren Spätwürm zunächst oberhalb des Schuttfächers von Privilasco auf 1200 m, später, bei einer Schneegrenze um 2400 m, auf wenig unter 1800 m, im letzten Spätwürm auf Fopal, auf 2270 m. Durch die beiden Schuttfächer von Privilasco und von S. Carlo wurde in der Val Poschiavo ein See abgedämmt, der im Spätwürm zugeschüttet worden und im Holozän verlandet ist.

Der aus dem Firnkessel des Vadret da Palü abfallende Cavagliasch-Gletscher, dessen Schmelzwässer am Gefällsknick der Motti da Cavagliola Gletschertöpfe auskolkten, reichte zunächst bis in die Talsohle, bis 1100 m, herab. Bei Foppi di Cadera hinterließ er abgesackte Moräne mit mächtigen Erratikern. Über die Felsschwelle (1676 m) NW der Motta da Balbalera sandte er eine Zunge gegen NNE, die auf 1500 m stirnte. Ein nächster Vorstoß mit einem Zungenende um 1400 m wird durch Wälle um La Crus belegt.
Zwei Seitenmoränen des letzten Spätwürm auf 2100 m, NW und SW der Alp Grüm, bekunden über dem Becken des Lagh da Palü eine Eismächtigkeit von über 200 m. Unterhalb der Station spaltet sich die linksufrige Moräne in mehrere Wälle auf, die gegen das weitgehend zugeschüttete Zungenbecken von Cavaglia absteigen. Diese stirnnahen Seitenmoränen – F. N. Beelers (1977) Cavaglia-Stadium – bekunden wohl das letzte Spätwürm. Von der Basis eines Moorprofiles in der Rücktiefe der Wälle erhielt Beeler ein ^{14}C-Datum von 9635 ± 160 Jahre v. h., wobei darunter noch weitere torfige Einschaltungen liegen. Damit dürfte dieser Stand wohl dem Egesen-Stadium von Tirol entsprechen, das G. Patzelt & S. Bortenschlager (1976, 1978) im hinteren Ötztal unmittelbar vor 10200 v. h. festlegen konnten. Internere Moränen bezeugen jüngere Stände, bei denen der Palü-Gletscher noch über die rundgeschliffene Steilstufe unterhalb des Lagh da Palü herabhing (Fig. 209).
Bereits im Präboreal war der Palü-Gletscher kaum viel größer als zur Zeit der frührezenten Hochstände. Nach 9460 ± 140 v. h. war er auf die Alpe Palü beschränkt. Kurz zuvor zeichnet sich im Profil der östlichen Alpe Palü ein Kälterückschlag, Beelers Palü-Kaltphase, ab.
Aufgrund der Vegetation konnte H. Kinzl (1932) vor dem Palü-Gletscher drei frührezente Moränensysteme unterscheiden: das äußerste stammt aus einer Zeit vor 1800, das zweite setzt er dem Vorstoß um 1820 gleich, das dritte jenem um 1850. Zwischen den beiden letzten schieben sich kleinere Wälle ein (G. Gensler, 1951; Th. Zingg, 1952). 1964 stirnte der Palü-Gletscher auf 2320 m, was einer klimatischen Schneegrenze von nahezu 3000 m gleichkommt.
Beeler unterschied außerhalb des markanten Standes von 1850 drei Systeme von Endmoränen, die er den Vorstößen von 1820, 1780 und demjenigen an der Wende des 16./17. Jahrhunderts zuwies. Innerhalb des Hochstandes von 1850 folgen zwei weitere, von denen der äußere um die Jahrhundertwende, der innere um 1920 abgelagert wurde.
Das Eis vom Piz Cambrena (3604 m) und vom P. d'Arlas (3358 m) floß nach drei Richtungen ab: nach NNW durchs oberste Berninatal ins Inn-System, nach E über den Berninapaß in die Val Laguné und in die V. da Pila und damit ins Adda-System.
Im ausgehenden Spätwürm dämmte das Bernina-Eis – zusammen mit dem vom Piz Ursera (3032 m) – die Val da Camp ab und stieg über Pisciadel bis unter 1400 m ab. In der Val da Pila stand das Eis zunächst bis auf den Grat zum Tal des Poschiavino. Über den Sattel S der Motta da Balbalera floß Cambrena-Eis über Möglia bis La Scera. Schmelzwässer dieses Lappens und des Laguné–Cambrena-Gletschers schufen die breite Talrinne gegen Poschiavo. In diese wurden mehrere Schwemmfächer, ursprünglich wohl Sanderkegel, geschüttet.
Aus dem Kar zwischen Piz Sena (3075 m) und P. dal Teo (3049 m) hing der Teo-Gletscher bis 1300 m herab. Seine Gleichgewichtslage deutet auf eine klimatische Schneegrenze von 2250 m, auf eine Absenkung gegenüber der heutigen von über 700 m hin.

Fig. 209 Das Zungenbecken von Cavaglia des letztspätwürmzeitlichen Palü-Gletschers (Vordergrund) und das holozäne Becken des Lagh da Palü. Die frührezenten Stände werden durch den markanten Moränenkamm unter dem Felsabsturz im Vorfeld des Vadret da Palü belegt. Im Hintergrund: Piz Varuna (links), P. Argient, P. Zupò (Mitte), Bellavista, P. Palü (rechts). Photo: Militärflugdienst Dübendorf, August 1971.

Letzte Spätwürm-Vorstöße zeichnen sich beim Laguné-Gletscher hinter La Rösa, gegen 1900 m, ab. In der Val Campasc bekunden mehrere Staffeln ein Überfließen über den Berninapaß. Zugleich hing eine Zunge in die hinterste Val da Pila herab. Bei Mot, zwischen Lago Bianco und Alp Grüm, ließ sie eine rechtsufrige Moräne zurück. Von ihr flossen Schmelzwässer gegen den Palü-Gletscher ab und durchbrachen dessen Moräne.
Aus dem Gebiet des Corn da Camp (3232 m) rückte im ausgehenden Spätwürm ein Gletscher durch die Val Mera vor; von der Scima da Saoseo (3264 m) stieg ein weiterer in die Val da Camp ab, in der sich die beiden vereinigten. Auf der Alp Salina, auf 1900 m, wurden sie durch den vom Piz dal Teo über den Motta Rossa in die V. da Camp abfallenden Gletscher gestaut. Dieser endete mit mehreren Staffeln unterhalb der Alp Terzana auf 1750 m. Aufgrund der Gleichgewichtslage auf 2300 m, die bei SE-Exposition sich mit der klimatischen Schneegrenze deckt, lag diese um rund 700 m tiefer als 1964. Im letzten Spätwürm reichten Camp-Gletscher und Vedrett dal Dügüral von der Scima da Saoseo bei einer Schneegrenze von 2550 m nochmals bis 2030 m. Hinter dem Endmoränenwall der Vedrett dal Dügüral bildete sich ein kleiner Eisstausee, der Lagh da Saoseo. Beim Abschmelzen dieser Zunge brachen mächtige Bergsturzmassen von der Scima da Saoseo nieder und überschütteten das ehemalige Gletscherbecken (Staub,

1946K; A. GODENZI, 1957). Frührezente Moränenwälle reichen bis unterhalb 2300 m. Holozäne Moränen des *Cambrena-Gletschers* stauten Lej Pitschen und L. Nair auf.
Noch im letzten Spätwürm floß Eis von der W-Seite des Piz Ursera (3032 m) über Rundhöcker in die oberste Valle Orsera, dem südwestlichen Quelltal des Spöl (S. 158). In der obersten Val Laguné sind nach dem Abschmelzen des spätwürmzeitlichen Eises zahlreiche Sackungen niedergefahren.
Am W-Hang der Gess gegen den Plan da li Cüni, einem Quellast des Poschiavino, konnte M. GAMPER (1981) aufgrund von 35 ^{14}C-Daten, einigen Pollenspektren und bodenkundlichen Untersuchungen für die letzten 5000 Jahre ein detailliertes Bild der solifluidalen Aktivitäts- und Stabilisationsphasen entwerfen. Eine verstärkte Solifluktion ereignete sich um 4500 v. h., zwischen 3400 und 2200 v. h., zwischen 1900 und 1400 v. h. sowie zwischen 1100 und 850 v. h. Damit fallen Solifluktionsphasen mit Depressionen der Waldgrenze und Gletscher-Hochstandsperioden zusammen. Sie werden offensichtlich vom Klima gesteuert.
Für eine moorstauende Moräne des Cambrena-Gletschers erhielt BEELER (1977) ein Mindestalter von 4340 ± 110 Jahre v. h. Eine eisrandnahe Einschwemmung im Torf mit 1490 ± 100 Jahre v. h. belegt seine Cambrena-Kaltphase um 400 n. Chr. Moränen dieses Standes sind erhalten, doch dürften sie später vom Eis randlich überfahren worden sein.
Ferner konnte BEELER beim Cambrena-Gletscher einen mittelalterlichen Hochstand nachweisen, der demjenigen entsprechen dürfte, den B. SCHOLLENBERGER (1976) beim Tschierva/Roseg-Gletscher dem 12. Jahrhundert zuweisen konnte.
Vadret da Cambrena und Vadr. da Sassal Mason kalbten wohl noch in der Eisenzeit im Lago Bianco.
Frührezente Stirnmoränen – 17. Jahrhundert, 1780, 1850 – enden an der Wurzel des Cambrena-Schuttfächers auf 2250 m (BEELER, 1977). Bis 1964 (LK 1278) war die Zunge bis auf 2500 m zurückgeschmolzen. Am Cambrena-Gletscher führte die gegenwärtige Vorstoßphase bereits zur Aufschüttung eines deutlichen Moränenwalles. Der Vadret da Sassal Mason hing in den frührezenten Hochständen bis 2350 m herab.
Über den Berninapaß und über den SE anschließenden Rundhöcker-Rücken von Giuf floß noch im letzten Spätwürm Cambrena-Eis gegen die Val Laguné. NE des Berninapasses reichte es noch bis auf den Sattel von Li Cüni (Fig. 210).

Die Vegetationsentwicklung im Puschlav und im Berninapaß-Gebiet

Erste Resultate pollenanalytisch untersuchter Moore aus dem Puschlav, von *Selva* (1440 m) SW von Poschiavo, von *Aurafreida* (2140 m) und *Plansena* (1892 m) in der Val da Camp, zeigen neben übereinstimmenden Zügen lokale Unterschiede in der Vegetationsentwicklung (C. BURGA, schr. Mitt.). Das Spätwürm ist gekennzeichnet durch hohe *Artemisia*-Werte (25–70%), Chenopodiaceen (5–10%), *Ephedra* (2–3%), Gramineen (10–15%), Umbelliferen und *Juniperus* (1–2,5%). Das ganze Spätwürm ist durch hohe Fernflug-Werte von *Pinus* charakterisiert. Nach dem Bölling-Interstadial erreicht *P. cembra* im Alleröd einen ersten Gipfel. Im Gegensatz zur Alpen-N-Seite und zu den Zentralalpen steigt die *Larix*-Kurve wie jene von *P. cembra* und des Eichenmischwaldes früher an; ein erster Gipfel stellt sich an der Wende Jüngere Dryaszeit/Präboreal ein.
Betula ist im Spätwürm und im frühen Holozän nur von lokaler Bedeutung; auf Selva ist sie von der Jüngeren Dryaszeit bis Mitte Präboreal mit 10–30% vertreten. In der V.

Fig. 210 Der Sattel von Li Cüni (2457 m) NE des Bernina-Passes, über den Bernina-Eis bis auf eine Höhe von 2750 m in die oberste Val Laguné übergeflossen ist. Im Hintergrund der Monte Vago (3059 m).

da Camp erscheint die Birke erst im ausgehenden Boreal. Anzeichen einer ersten Wiederbewaldung reichen jedoch bis ins Bölling zurück, was neben *Pinus*-Werten von über 80% durch Spaltöffnungen – wohl *P. mugo* – belegt wird. Auf Selva hat die Wiederbewaldung erst zu Beginn des Präboreals eingesetzt.

Außerhalb des letzten spätwürmzeitlichen Standes des *Palü-Gletschers* beginnt die Abfolge (F.-R. Averdieck in F. Beeler, 1977; H. Zoller et al. in P. Fitze & J. Suter, 1977) in 6 m Tiefe mit der Jüngeren Dryaszeit mit *Pinus*-Werten zwischen 44 und 70%, etwas *Larix*, *Juniperus* und *Artemisia* und 18–15% Kräutern. Vor 9460 Jahren v. h. fällt *Pinus* bis auf 35%, während *Artemisia*, die Gramineen und die Kräuter nochmals ansteigen. Nachher steigt *Pinus* wieder auf gut 50% an, *Artemisia* fällt zurück, zugleich treten *Corylus* und *Salix* stärker hervor. Dann fällt *Pinus* mehrfach etwas zurück und *Betula* steigt zeitweise bis über 20% an. *Pinus cembra* und der Eichenmischwald bewegen sich zwischen 5 und 12%. Im Grenzbereich Boreal/Atlantikum setzen *Abies* und *Picea* ein, die erstmals im Älteren Atlantikum gipfeln. Dann fallen beide aus; *Pinus* geht auf 10% zurück, während *Betula* mit 70% gipfelt, aber gleich wieder zurückfällt. Zugleich steigt *Pinus* wieder auf über 30% an. Hernach erreicht *Picea* mit fast 30% ihren zweiten Gipfel, zugleich werden *Alnus* und *Abies* bedeutender, ebenso tritt *Alnus viridis* auf.

Im späten Atlantikum fallen die Baumpollen auf unter 50% zurück, während die Farne kurzfristig bis auf 30% ansteigen. ^{14}C-Daten zwischen 6110 und 4970 Jahren v. h. belegen den Grenzbereich Atlantikum/Subboreal. Dann herrscht zunächst *Pinus*, später *Picea* vor. *Alnus* steigt wieder auf über 10%. Zugleich erreichen die Cyperaceen mehrfach Werte bis zu 30%, um 3680 Jahre v. h. gar über 40%. Dann steigen *Alnus*, *A. viridis*, und die Gramineen weiter an, während *Pinus* zurückfällt. Von 1530 v. h. an nehmen

neben den Gramineen auch die Kräuter kräftig zu, zugleich treten die Cyperaceen und Farne sowie die Bäume, vorab *Alnus* und *Picea*, mehr und mehr zurück.
Das Moor (2320 m) am SE-Rand der äußersten stirnnahen Seitenmoränen des Cambrena-Gletschers, dessen Profil in 93 cm Tiefe bis an die Wende Atlantikum/Subboreal (^{14}C-Datum 4340 ± 110 Jahre v. h.) zurückreicht, lag nach S. Bortenschlager (in Beeler, 1977) stets oberhalb der Waldgrenze. Daß Bäume heute im Bernina-Gebiet fehlen – E. Rübel (1912) setzt die potentielle Waldgrenze am Berninapaß auf 2200 m – wird von E. Campell (1944) auf den Bergbau und auf die Schafweide zurückgeführt. Doch lag im Paßgebiet mindestens die Baumgrenze einst höher. Dies wird einerseits durch die bei der Fundation der Staumauer auf der Wasserscheide zwischen Lago Bianco und Lej Nair in 3 m Tiefe auf 2220 m Meereshöhe (Rübel, 1913) und beim Skiliftbau beim Hospiz auf über 2300 m (T. Gervasi in Beeler) aufgefundenen Baumstämme und Strünke sowie auf die im Lagh da la Cruseta aus dem 19. Jahrhundert erwähnten Stämme (G. Leonardi, 1895; E. Lechner, 1900) belegt. Kulturzeiger – *Rumex*, *Plantago*, Getreide, *Secale* und *Castanea* – treten jedoch bis nahe der Basis auf.
Zusammen mit tonig-siltigen Einschwemmungen gipfeln die Cichoriaceen (= Compositae liguliflorae) und der *Achillea*-Typ in 75 cm Tiefe, während die Baumpollen minimal werden, was auf spät-subboreale bis früh-subatlantische Kaltphasen hindeutet.
Umgekehrt ist die Zunahme der Baumpollen um 20% in 55–45 cm Tiefe allenfalls als Anstieg der Waldgrenze zu deuten.

Zur Ur- und Frühgeschichte des Puschlav und des Berninapasses

Die ältesten Dokumente – zwei kleine frühbronzezeitliche Schwerter – stammen vom Taleingang, von der Piattamala zwischen Tirano und Campocologno. Von Poschiavo-Pedenal ist eine bronzezeitliche Siedlung nachgewiesen. Von der Alp Grüm und vom Lago di Poschiavo sind früheisenzeitliche Bronze-Lappenbeile, weitere von Sfazù und von Arlas N des Berninapasses bekannt geworden (A. Zürcher, 1982). Offenbar erfolgte die Besiedlung schon durch ligurische Stämme, durch Camuner, wie die späteren Einwanderungen bis zum Frühmittelalter, vom Veltlin her. Bronzefibeln aus der älteren Latène-Zeit wurden bei Poschiavo gefunden.
Aufgrund der Funde im Puschlav, im oberen Veltlin und in Bormio müssen über Bernina- und Fraéle-Paß bereits in vorrömischer Zeit bedeutende Handelswege geführt haben (E. Besta, 1955). Im unteren Puschlav wird die römische Zeit durch 3 in Brusio aufgefundene Münzen dokumentiert, die aus der Zeit zwischen 100 und 250 stammen.
Gräberfunde in Poschiavo belegen einen von der Römerzeit bis ins Hochmittelalter benutzten Friedhof. Bronzeringe und Münzen deuten auf das 2.–3. Jahrhundert (W. Burkart, 1933, 1940). Um 602 drangen Langobarden auch ins Puschlav vor und zerstörten wie im Veltlin, was sie konnten (T. Semadeni, 1929).
S. Vittore wird 703, S. Pietro 767 urkundlich erwähnt. 775 wurde das Puschlav – zusammen mit Mazzo und Bormio – von Karl dem Grossen dem Kloster St-Denis bei Paris geschenkt. 824 kamen sie wieder an Como.
Schon im 11. Jahrhundert waren auch die Sackungsterrassen besiedelt; S. Romerio, hoch über dem SE-Ende des Lago di Poschiavo, wurde 1017 gegründet.
Im Jahre 1200 verpachteten Puschlaver Erzadern an Comasker und erteilten zugleich die Konzession für die Benützung der Straßen, Weiden, Wälder und Wasser. Über 12

Jahre wurde dann auf dem Berninapaß im Silberbergwerk l'Argentera der Abbau versucht. Trotz der bescheidenen Ausbeute erlebte der Verkehr wieder einen Aufschwung (R. Tognina, 1967). Dieser alte Saumweg führte von Poschiavo durchs Laguné-Tal zum Berninapaß. 1555 wurde ein neuer Weg, der teilweise noch erhalten ist, über Cadera–Cavaglia durch die Val da Pila zum Paß gebaut. 1729 gingen am Sassal Masone und in der V. da Pila Lawinen nieder, welche die Straße verschütteten und viele Opfer forderten. Um den gefährlichen Paßverkehr künftig sicherer zu gestalten, wurde zunächst wieder die alte Route durchs Laguné-Tal gewählt und dort 1842–65 eine Straße und 1906–10 über Cavaglia–Alp Grüm die Bahn gebaut (Semadeni, 1929; R. Tognina, 1967).

Der Adda-Gletscher im jüngeren Spätwürm und im Holozän

Der bei Grosotto mündende *Roasco-Gletscher* aus der Valle Grosina wurde noch im Chiuro-Stadium durch den mächtigeren Adda-Gletscher auf die rechte Talflanke gedrängt, was sich in Rundhöckerzeilen und Schmelzwasserrinnen zu erkennen gibt.
Nach dem Stadium von Chiuro gab der Adda-Gletscher das oberste Veltlin bis oberhalb von Sóndalo frei. Vom Monte Masuccio NNE von Tirano fuhren bedeutende Gesteinsmassen als Sackungen zutal. Aus der Vallorca, einem südlichen Seitental brach der Schuttfächer von Sernio – wohl als Murgang – aus und staute die Adda bis Grosotto auf.
Im folgenden Klimarückschlag trafen die beiden Roasco-Gletscher in der vorderen Valle Grosina nochmals zusammen. Moränen dieses Vorstoßes stellen sich bei der Vereinigung der beiden Täler ein und deuten auf ein Zungenende um gut 1000 m hin. Jüngere Stände stellen sich bei der Mündung der Valle di Avedo und der V. Piana, solche des ausgehenden Spätwürm zwischen 1800 und 1900 m ein.
Bei einem Vorstoß, der demjenigen von Ponteggia des Mera-Gletschers entsprechen dürfte, stirnte der Adda-Gletscher bei Sóndalo auf 850 m, wobei er aus der Valle di Rézzalo, der V. di Scala, der V. di Dombastone und aus der V. di Tocco vom M. Serottini (2967 m) letzte Zuschüsse erhielt.
In der oberhalb von Sóndalo mündenden Val di Rézzalo hinterließ der vom Monte Gávia (3223 m) und vom M. Sobretta (3296 m) genährte Rezzalasco-Gletscher bei Fumero stirnnahe Wallreste und Moränenterrassen, die Zungenenden in der Mündungsschlucht um 1350 m bekunden. Dabei erhielt er aus dem steilen Kar N des Corno dei Becchi (2822 m) einen letzten Zuschuß.
Noch im letzten Spätwürm stirnte die Vedretta di Savoretta aus dem Hochtal zwischen Cima di Savoretta (3053 m) und P. Valmalza (3094 m), zusammen mit dem vom M. Sobretta über den Passo dell'Alpe (2463 m) in der obersten V. di Rézzalo übergeflossenen Eis um 2100 m. Das von der Cima di Savoretta gegen NW abfallende Eis reichte auf Le Saline bis gegen 1800 m herab. Frührezente Stände der Vedretta dell'Alpe zeichnen sich unterhalb 2700 m ab; heute ist sie bis gegen 3000 m zurückgeschmolzen.
Im jüngeren Spätwürm stieg der *Frodolfo-Gletscher* noch bis S. Niccolo-Valfurva, bis 1300 m, herab. Bei Sta. Caterina nahm er von S den Alpe Gávia- und von SW den Sclanera- sowie den Sobretta-Gletscher auf, was durch Moränenterrassen und Wallreste belegt wird. Weiter talauswärts vereinigte er sich noch mit dem *Zebrù-Gletscher*, der die Eismassen der südlichen Ortler-Kette, des Monte Zebrù (3740 m), der Königsspitze/Gran Zebrù (3859 m) und der Kette des M. Confinale (3370 m) sammelte. Dann wurden Frodolfo- und Zebrù-Gletscher selbständig, der am Talausgang bei S. Antonio endete.

Von der Cresta di Réit (3075 m) hing noch im jüngeren Spätwürm eine Zunge bis fast in die Val Furva, bis gegen 1300 m herab.
Noch im letzten Spätwürm vereinigten sich die Gletscher in den Talschlüssen der Valle dello Zebrù. Die frührezenten Klima-Rückschläge ließen die Vedretta dei Castelli und della Miniera erneut bis 2500 m absteigen, während die beiden heute bis gegen 2800 m bzw. 2900 m zurückgeschmolzen sind.
Im ausgehenden Spätwürm reichte das Eis vom Monte Sobretta (3296 m) in den NE exponierten Tälern, in der Valle di Sobretta und in der V. di Sclanera, bis 1900 m, im letzten Spätwürm bis 2050 m herab. Das zuerst gegen SE abströmende Eis teilte sich auf dem Passo dell'Alpe in zwei Lappen. Während das gegen SW in die V. di Rézzalo abfließende mit dem Savoretta- und Saléit-Eis vom Monte Gávia (3223 m) um 2000 m endete – ein älterer Stand zeichnet sich um 1800 m ab –, vereinigte sich der gegen NE abfließende Alpe- mit dem Gávia-Gletscher, der gegen die Val Furva vorstieß.
In der Val del Forno, dem östlichen Quellast der Val Furva, hatten sich im letzten Spätwürm die Gletscher der Königsspitze, des Monte Cevedale (3769 m) und der Pta. S. Matteo (3678 m), die Vedretta del Gran Zebrù, di Cedec, del Rosole, der Ghiacciaio dei Forni und die Vedr. S. Giacomo, wie stirnnahe Seitenmoränen bekunden, nochmals vereinigt. Dabei dürfte die Zunge im ausgehenden Spätwürm noch mit dem von S zugeflossenen Alpe/Gávia-Gletscher zusammengetroffen sein, während sie im letzten Spätwürm bei Cerena um 1900 m gestirnt hat, wo auch der vom Pizzo Tresero (3594 m) in die V. del Forno abgestiegene Vedr. di Cerena endete.
Auf der SW-Seite des P. Tresero und der Pta. S. Matteo stieß der Ghiacciaio di Dosegù im letzten Spätwürm erneut in die Val di Gávia vor und vereinigte sich mit dem Eis vom Corno dei Tre Signori (3360 m) zum Gávia-Gletscher. Vom Passo di Gávia (2621 m) hing auch eine Zunge gegen S in die V. delle Messi, ins Quelltal des Oglio-Frigidolfo, hinab (S. 322).
In den frührezenten Klima-Rückschlägen reichte der Ghiacciaio dei Forni mit seinen hochgelegenen Einzugsgebieten zwischen P. Tresero–Pta. S. Matteo–Corno di Péio–Monte Vióz–Palòn de la Mare bis an die Mündung des Torrente Cedec, bis auf 2150 m. Seither ist er bis auf 2500 m zurückgeschmolzen. Der Ghiacciaio di Dosegù, der in den frührezenten Ständen bis 2400 m vorstieß, endet heute auf über 2550 m.
Nach der Freigabe der unteren Val Viola lösten sich vom M. Masucco W von Bormio mächtige Sackungsmassen; dann brachen von der Cima di Réit NE von Bormio Bergsturzmassen nieder, die Viola und Adda aufstauten, bis diese die Schuttmassen durchschnitten hatten und sich rasch weiter eintieften (E. Furrer, 1915, 1962).
Die Zunge des *Viola-Gletschers* endete im jüngeren Spätwürm bei Semogo-Valdidentro auf 1400 m; der *Braulio-Gletscher* rückte nochmals bis Premadio, hinter Bormio vor. Zwischen den Cime di Plator und dem Monte delle Scale hing eine Zunge des überfließenden Adda-Gletschers in die vordere Val Viola herab.
Jüngere Stände zeichnen sich in der Val Viola an den Ausgängen der südlichen Seitentäler und im Talschluß auf 1900 m ab. Von N hingen Eiszungen bis 2050 m herab.
Im letzten Spätwürm reichte der *Viola-Gletscher* noch über den Riegel unterhalb der Alpe Dosdè bis gegen 2000 m; dabei nahm er noch einen Arm von SW auf. Auch aus der Val Cantone empfing er einen letzten Zuschuß und stand über dem Firnsattel des Pass da V. Viola mit dem gegen SW in die schweizerische V. Viola und in die V. da Camp abfließenden Eis in Verbindung. Beim Rückzug brach vom NE-Grat des Corno di Dosdè ein Bergsturz nieder, der den Lago di V. Viola aufstaute.

Fig. 211 Die untere Val Viola mit dem Bergsturz-Trümmerfeld von Bormio. Dahinter der Monte delle Scale, links der Sattel hinüber in die V. di Fraéle, rechts in die V. del Braulio.

Im Hauptdolomit hatten sich in vorgezeichneten Klüften – wohl vorab durch Schmelzwässer – N von Bormio tiefe Schluchten eingeschnitten.
Der Adda-Gletscher endete zunächst in der Fraéle-Schlucht unterhalb des Lago di Cancano, der *Braulio-Gletscher* in der Braulio-Schlucht unterhalb von 1500 m. In einem noch späteren Stand reichte er über die Bocca del Braulio und stirnte, nach Aufnahme des Scorluzzo-Gletschers sowie des *Cristallo-Gletschers* vom Monte Cristallo und der Geisterspitze/Punta degli Spiriti (3465 m) in der westlichen Ortler-Gruppe, auf 1900 m. Dabei verlor er noch Eis über den Umbrail-Paß (2501 m) in die Val Muraunza (S. 292).
Eine letzte spätwürmzeitliche Seitenmoräne liegt auf dem Umbrail-Paß. Zugehörige Stirnmoränen haben bei S. Reineri, zusammen mit Sanderkegeln von seitlichen Zuflüssen, vorab des von der Punta di Rims abgestiegenen Chiesa-Gletschers, im eisfrei gewordenen Zungenbecken der obersten Val del Braulio einen See abgedämmt. S des Umbrail zeichnen innere Wälle holozäne Stände ab, und ausgedehnte Schuttmassen deuten auf einen aktiven Blockgletscher. Noch zur Zeit der frührezenten Hochstände stießen Eismassen gegen das Stilfserjoch (2757 m) vor.
Noch um 1850 (DK XX, 1854) reichte der Vedretta di M. Cristallo bis 2300 m herab. Durch die Valle Fórcola stieg ein Gletscher von den Hochflächen des Pedenolo, der Pta. di Rims (2946 m), dem Monte Fórcola (2896 m) und vom Piz Schumbraida (3125 m) noch im letzten Spätwürm bis 1800 m herab. Auf dem Piano di Pedenolo belegt eine gegen SW exponierte, bis 2370 m herabhängende Zunge eine klimatische Schneegrenze um 2500 m. Vom Monte Pettini (2932 m) und von den Cime di Plator stiegen damals Zungen bis ins Becken des heutigen Lago di S. Giacomo di Fraéle und – mit Eis vom P. Tea Fondada (3144 m) und vom P. Schumbraida – auch ins Becken des L. di Cancano.

Fig. 212 Das letztwürmzeitliche Zungenbecken des Braulio-Gletschers von S. Reineri mit den Stirnmoränen an der Bocca del Braulio. Im Hintergrund die Cresta di Reit.

Von der SW-Seite der Kette des Piz Murtaröl/Cima da Casina (3180 m) stießen Eiszungen bis an die Mündung der Täler in die Valle di Fraéle vor. Aus der Valle Alpisella, dem Quelltal der Adda, stieß ein letzter Rest eines Adda-Gletschers bis an den heutigen L. di S. Giacomo di Fraéle vor.
Aus dem Gebiet der Quelläste der Cadangola, einem linken Zufluß der Viola, stieg eine Zunge vom M. Rocca (2810 m)–Dosso Resaccio (2719 m) bis 2050 m ab. Dabei floß etwas Eis über die Bocchetta Trelina (2283 m) zu den Casine di Trela, wo eine Zunge eines Trela-Gletschers entgegentrat.
Vom Passo di Foscagno hing eine Zunge bis 2100 m und aus dem Kar Monte Corno (2987 m)–M. Forcellina (3087 m)–M. Foscagno (3058 m) ein Foscagno-Gletscher bis gegen 2000 m herab, was durch markante Endmoränen belegt wird.

Zur Ur- und Frühgeschichte des Veltlin

Zu den ältesten Funden im Veltlin zählt das neolithische Grab von Tresivio E von Sondrio. Wie in der Val Camónica (Bd. 1, S. 240, 252; Bd. 3, S. 322ff.), so sind auch im Veltlin – bei Grósio – Felsgravuren entdeckt worden. Diese sind zwischen ausgehendem Neolithikum und früher Bronzezeit, die etwas weniger archaischen Formen in der späteren Bronzezeit entstanden, was auch durch den Fund einer Fibel bestätigt wird (D. Pace, 1968, 1972, 1974, 1977). Erratiker mit bronzezeitlichen Gravuren sowie Schalensteine fanden sich auch um Teglio: bei Castionetto NE von Chiuro, bei S. Rocco, auf Prato Valentino, bei Caven und Valgella (M. Reggiani Rajna, 1941, 1968). Daneben wurden

Keramik-Bruchstücke, ein bronzener Armring, in der Val Fontana eine Fibel und in Tresenda und in Talamona je eine Axt gefunden. Eine in Arquino in der untersten Val Malenco freigelegte Bronzesichel bekundet bereits den Getreidebau.
Schalensteine und Felswannengräber sind im oberen Veltlin von Grósio, Grosotto und Baruffini NE von Tirano bekannt geworden.
Die Axt von Teglio-Bondone ist an die Wende Bronzezeit/Eisenzeit zu stellen. Das früheisenzeitliche Schwert von Fumarogo di Valdisotto S von Bormio belegt eine Durchstreifung des Veltlin bis in den obersten Abschnitt. Das Skulpturfragment von Bormio bezeugt eine Besiedlung zur Keltenzeit.
Von Tresivio und von Montagna sind etruskische Inschriften bekannt geworden.
Mit der 196 v. Chr. erfolgten Einnahme von Mediolanum – Mailand – und von Comum – Como – durch Marcus Claudius Marcellus wurde auch das Veltlin in die römische Kultur einbezogen. Unterhalb von Teglio sind Reste eines Römerweges und auf einem Erratiker die Ortsbezeichnung Aquileia gefunden worden. Dieser Weg führte – einer alten Einwanderungsroute folgend – aus der Val Camónica über den Aprica-Paß und über Telium auf der N-Seite des Veltlin bis an den Comer See. Von Poggiridenti zweigte ein Übergang nach S in die Val Seriana ab. Wie Münzfunde auf dem Murettopaß (2562 m) belegen (Bd. 1, S. 382), war auch dieser Übergang von Sondrio durch die Val Malenco zum Maloja zur Römerzeit begangen. Bedeutung erfuhr der Paß zwischen dem 13. und 17. Jahrhundert, in dem ein Saumweg gebaut wurde (N. Canetta, 1979).
Die Thermen von Bormio werden bereits von Plinius dem Älteren erwähnt.
Das älteste Kirchlein des Veltlin, S. Salvatore (1311 m) SSW von Albosaggia, stammt aus dem 5. Jahrhundert. Nach dem Zerfall des römischen Reiches stießen 568 Langobarden vom oberen Comer See nach Chiavenna und ins Veltlin vor und verwüsteten es 602. 774 eroberte Karl der Grosse die Talschaft, schenkte sie jedoch mit den Pleven von Mazzo und Bormio/Worms dem Kloster St-Denis, was zum Streit mit Como führte. Sondrio/Sonders wird als loco Sundri 924 erstmals erwähnt. Ein Brunnentrog aus Bergeller Granit dürfte noch aus römischer Zeit stammen. Die kleine Abtei von S. Pietro in Vallate W von Morbegno wird 1078 erstmals erwähnt (M. Fattarelli, 1979). Der dreibogige Ponte di Ganda in Morbegno stammt aus dem 16. Jahrhundert. Auch die Kirche zu S. Agnese in Sóndalo reicht bis ins 11. Jahrhundert zurück. Tirano, als Villaccia eine vorrömische Siedlung, wird 1073 als Terianum genannt. Von seinen Kirchen reicht Sta. Perpetua auf einem Rundhöcker am Eingang ins Puschlav bis gegen 1000 zurück.
Am Eingang ins Veltlin steht hinter Traona die Ruine von Demofele, die Torre della Regina, aus dem 10. Jahrhundert (E. Mazzali & G. Spini, 1968).
Das älteste Kirchlein von Teglio-S. Pietro – wird ins 11., der Wachtturm «de li beli miri» ins späte 13. Jahrhundert gestellt. In Grosio reicht S. Faustino bis ins 10. und in Bormio-S. Vitale ins 12. Jahrhundert zurück.

Zitierte Literatur

Alessio, M., et al. (1979): I depositi lacustri di Rovergnate, di Pontida e di Pianico in Lombardia: Datazione con il ^{14}C – Ggr. Fis. Dinam. Quat., *1* (1978).
Amici della Brianza ed. (1968): Brianza itinerari e cenni storici sui 165 Comuni Brianzoli – 3a ed. – Erba.
Amici di Galbiate (1977): Un Paese alla ricerca della sua identità.
Anati, E. (1964): Civiltà preistorica della Valcamonica – Milano.
Andersson, G. (1910): Beiträge zur Kenntnis des spätquartären Klimas Norditaliens – In: Postglaziale Klimaänderungen – Stockholm.

Annaheim, H. (1934): Diluviale Ablagerungen aus der Umgebung von Lugano – Ecl., *27/2*.
– (1936): Landschaftsformen des Luganerseegebietes – Ggr. Abh., (3) *8*.
Baltzer, A. (1892): Beiträge zur Interglazialzeit auf der Südseite der Alpen – Mitt. NG Bern *(1891)*.
–, & Fischer, E. (1891): Fossile Pflanzen vom Comersee – Mitt. NG Bern *(1890)*.
Barelli, V. (1872): Le tombe e le pietre pendenti nelle vicinanze di Torno – Riv. Archeol. Com., *2*.
Beeler, F. N. (1977): Geomorphologische Untersuchungen am Spät- und Postglazial im Schweizerischen Nationalpark und im Berninapaßgebiet (Südrätische Alpen) – Erg. wiss. Unters. SNP, *15/77*.
– (1981): Das Spät- und Postglazial im Berninapaßgebiet – GH, *35/3*.
Bergamini, M. (1977): Testimonianze romane a Chiavenna – Racc. stud. stor. Valchiavenna, *10*.
Besta, E. (1955): Storia della Valtellina e Val Chiavenna, *1* – B. Soc. Stor. Valtell., *1* – Sondrio.
Billard, A. (1974): Paléosols quaternaires de l'alta pianura de Milan, interprétation stratigraphique et paléoclimatique – B. AFEQ, *10/37*.
– (1975): Stratigraphic position of Ferreto in the piedmont of the Italian Alps – IGCP-Project 73/I/24: Quaternary Glaciations in the Northern Hemisphere, Rep. *2* – Prague.
– (1977): Quaternary stratigraphy of stepped glaciofluviatile terraces in the Italian piedmont of the Alps; a criticism and a proposal for new criteria of classification – IGCP-Project 73/I/24: Quaternary Glaciations in the Northern Hemisphere, Rep. *4* – Prague.
Blumer, S. (1906): Über Pliozän und Diluvium im südlichen Tessin – Ecl., *9/1*.
Bourdier, F. (1964): Le Quaternaire d'Amiens: Saint Acheul, Cagny et Montières, ses rapports avec la chronologie alpine – VIe Congr. INQUA, Warszawa 1961, *4*.
Brera, G. ed. (1976): Brianza immagini – Oggiono Lecco.
Brockmann-Jerosch, H. (1923): Fundstellen von Diluvialfossilien bei Lugano – Vjschr., *68*, Beibl. 1.
Brunner, P. (1930): Die Tresa als Abfluß des Lago di Lugano – Mitt. Ggr.-ethn. Ges. Zürich, *30*.
Bucha, V., & Šibrava, V. (1977): On the correlation of Quaternary stratigraphy stages in the Northern Hemisphere – IGCP-Project 73/I/24: Quaternary Glaciations in the Northern Hemisphere, Rep. *4* – Prague.
Burga, C. A. (1976): Frühe menschliche Spuren in der subalpinen Stufe des Hinterrheins – GH, *31/2*.
Burkart, W. (1933): Früh- und urgeschichtliche Gräberfunde in Poschiavo, Andeer und Rodels 1933 – Bündn. Monatsbl., *(1933)/11*.
– (1940): Zwölf Jahre Urgeschichtsforschung in Graubünden – Hist.-ant. Ges. Graubünden, *69* (1939).
– (1942): Das Kuppelgrab bei Donath – Bündner Monatsbl., *(1942)/12*.
– (1953): Die urgeschichtliche Besiedlung Alträtiens – Bündner Schulbl., *13/2*.
Campell, E. (1944): Der Wald des Oberengadins im Wandel der Zeiten – Festschr. 124. Jvers. Schweiz. natf. Ges. St. Moritz.
Canetta, N. (1979): L'importanza strategica della strada del Muretto dal XIII al XVII secolo – B. Soc. stor. valtell., *31* (1978).
Chardon, M. (1969): Le replat de Barzio (Valsássina) – Importance et limite de la glaciation Günz – Et. trav. Méditerranée, *1*.
– (1975): Les Préalpes lombardes et leurs bordures – 2 vol. – Paris.
– (1977): Le Quaternaire des Préalpes lombardes et de leur bordure padane – Recherches françaises sur le Quaternaire – INQUA 1977, Suppl. B AFEQ, *1977/1*, 50.
Cornaggia-Castiglioni, O. (1971): La cultura di Civate – Natura – Milano.
Corti, B. (1895): Di alcuni depositi quaternari di Lombardia – Atti SISN, *35* – Milano.
Cromaschi, M., Orombelli, G., & Salloway, J. (1982): Bagaggera (Como) – Guide notes.
Crollalanza, G. B. di (1867): Storia del Contado di Chiavenna – Milano.
De Minerbi, L. (1946): Buco del Piombo, una serie di selci del Paleolitico medio – Riv. Archeol. Como, *127*.
Desio, A. (1938): Caratteri fisici e geologici della provincia di Milano – Ann. Sperim. Agraria, *32*.
– (1967): I ghiacciai del gruppo Ortles – Cevedale (Alpi Centrali) – Com. glac. ital. Torino.
–, & Venzo, S. (1954 K): Fo. 33 Bergamo – CG Italia 1 100 000 – SGI.
–, et al. (970 K): Fo. 34 Breno – CG Italia 1 : 100 000 – SGI.
Drack, W., & Imhof, E. (1977): Römische Zeit im 1., 2. und 3. Jahrhundert und im späten 3. und 4. Jahrhundert – Geschichte II – Atlas Schweiz, Bl. 20 – L+T.
Erb, H., & Schwarz, G. T. (1969): Die San Bernardinoroute von der Luziensteig bis in die Mesolcina in ur- und frühgeschichtlicher Zeit – Schriftenreihe Rät. Mus. Chur, *5*.
Escher, H. C. (1974): Ansichten und Panoramen der Schweiz: Die Ansichten 1780–1822 – Hg.: G. Solar & J. Hösli – Zürich und Freiburg i. Br.
Fattarelli, M. (1974): Preistoria e storia all'estremità nord del Lago di Como – Riv. Archeol. Antica Prov. Diocesi di Como, *152–155* (1970–73) – Como.

Fattarelli, M. (1979): I nove secoli di S. Pietro in Vallate – B. Soc. stor. Valtell., *31* (1978).
Fellmann, R. (1974): Die ur- und frühgeschichtliche Höhensiedlung auf dem Crep da Caslac ob Vicosoprano im Bergell – Schr.-Reihe Rät. Museum Chur, *19*.
Frenzel, B., et al. (1976, 1978): Führer zur Exkursionstagung des IGCP-Projektes 73/I/24 «Quaternary Glaciations in the Northern Hemisphere» vom 5. bis 16. September 1976 in den Südvogesen, im nördlichen Alpenvorland und in Tirol – Stuttgart-Hohenheim, Bonn-Bad Godesberg.
Frigerio, G. (1980): Trovanti e massi avelli del Triangolo Lariano – In: Triangolo Lariano – Comun. mont. Triangolo Lariano ed. – Canzo.
Furrer, E. (1915): Bemerkungen über einen Bergsturz bei Bormio – Vjschr. *60*/1–2.
– (1962): Der Bergsturz von Bormio – Vjschr., *107*/4.
Gagliardi, G. (1980a): Grotte del Triangolo Lariano – In: Triangolo Lariano – Comun. mont. Triangolo Lariano ed. – Canzo.
– (1980b): Età del ferro in Vallassina – In: Triangolo Lariano – Comun. mont. Triangolo Lariano ed. – Canzo.
Gamper, M. (1981): Heutige Solifluktionsbeiträge von Erdströmen und klimamorphologische Interpretation fossiler Böden – Erg. wiss. Unters. SNP, NF, *15*/72 – Phys. Ggr. U. Zürich, *4*.
–, ed. (1982): Beiträge zur Quartärforschung in der Schweiz – Phys. Ggr. U. Zürich, *1*.
Gansser, A. (1937): Der Nordrand der Tambodecke – SMPM, *17*/2.
Garovaglio, A. (1878): Torbiera di Bosisio e di Pusiano, ultime scoperte – Riv. Archeol. Como, *14*.
Garzetti, A. (1968): Le Valli dell'Adda e della Mera in epoca romana – Lezione del ciclo di storia valtellinese – Madonna di Tirano.
– (1979): Il veterano romano di Ponte – B. Soc. stor. valtell., *31* (1978).
Gelati, R., et al. (1965k): Fo. 45 Milano – CG Italia 1:100000 – SG Italia.
Gensler, G. (1951): Verschwinden unsere Gletscher? – Leben u. Umwelt, 1950–51/7.
Godenzi, A. (1957): Ricerche sulla morfologia glaciale e geomorfogenesi nella regione fra il Gruppo del Bernina e la Valle dell'Adda con particolare riguardo alla Valle di Poschiavo – Diss. U. Fribourg.
Griglìè, R. (1978): La Grande Brianza – Ist. edit. Reg. Ital.
Hantke, R. (1982a): Die jüngere Landschaftsentwicklung in der Nordschweiz – Mitt. NG Schaffhausen, *32*.
– (1982b): Floreninhalt, biostratigraphische Gliederung und Paläoklima der mittelmiozänen Oberen Süßwassermolasse der NE-Schweiz und ihrer nördlichen Nachbargebiete – Günzburger H., *11* – Weißenhorn.
– (1982c): Die jüngst-oligozäne Flora im Bergsturz-Anriß der Beichlen (Gem. Flühli, Kt. Luzern) – Ein Vergleich mit weiteren Floren der Unteren Süßwassermolasse und stratigraphische, paläoklimatische und paläogeographische Schlußfolgerungen – Mitt. Natf. Ges. Luzern, *27*.
–, & Jäger, E. (1983): Zur tertiären Relief- und Talgeschichte der Bergeller Hochgebirges, der zentralen Südalpen und der angrenzenden Gebiete – Ecl., *76*/1.
Heierli, H. (1977): Graubünden in Farbe – Ein Reiseführer für Naturfreunde – Kosmos-Biblioth., *293*.
Heim, Alb. (1906): Ein Profil am Südrand der Alpen: Der Pliocaenfjord der Breggiaschlucht – Vjschr., *51*/1–2.
– (1922): Geologie der Schweiz *2*/2 – Leipzig.
– (1932): Bergsturz und Menschenleben – Vjschr., *77*, Beibl. 20.
Heitz, A.-K., Punchakunnel, P., & Zoller, H. (1982a): Zum Problem der ^{14}C-Datierung im Veltlin und Oberengadin – In: Gamper, M., ed.: Beiträge zur Quartärforschung in der Schweiz – Phys. Ggr. U. Zürich, *1*
– (1982b): Vegetations-, Klima- und Gletschergeschichte des Oberengadins – In: Gamper, M., ed.
Jäger, E., & Hantke (1983): Das jüngst-oligozäne Bergeller Hochgebirge und seine in die Südalpen vorgestoßenen Gletscher – G Rdsch., *70*/5.
Jeannet, A., & Lüdi, W. (1944): Sublakustre alluviale Torfe u. humose Sande im Luganer See – Ber. Rübel (1943).
Joos, L. (1951): Geschichtliches – In: San Bernardino-Straße: Thusis–Hinterrhein–Mesocco, Avers, Splügenpaß – PTT Bern.
Keller, P. (1930): Die postglaziale Waldgeschichte des südlichen Tessin – Vjschr., *75*/1–2.
– (1931): Die postglaziale Entwicklungsgeschichte der Wälder in Norditalien – Veröff. Rübel, *9*.
Kinzl, H. (1932): Die größten nacheiszeitlichen Gletschervorstöße in den Schweizer Alpen und in der Mont Blanc-Gruppe – Z. Glkde., *20*/4–5.
Kleboth, P. (1977): Geologische und mikropaläontologische Untersuchungen der Kreide und des Alttertiärs im Gebiet von Merone (Provinz Como, Italien) – DA U. Zürich – Dep. G I. ETH Zürich.
Kleiber, H. (1974): Pollenanalytische Untersuchungen zum Eisrückzug und zur Vegetationsgeschichte im Oberengadin I – Bot. Jb. Syst., *94*/1.
Lang, G. (1962): Die spät- und postglaziale Vegetationsentwicklung im Umkreis der Alpen. Bemerkungen zur Arbeit H. Zoller: «Pollenanalytische Untersuchungen zur Vegetationsgeschichte der insubrischen Schweiz», 1960 – E+G, *12*.

Lechner, E. (1900): Das Oberengadin in Vergangenheit und Gegenwart – Leipzig.
Leonardi, G. (1895): Das Poschiavino-Thal – Leipzig.
Longo, V. (1968): Geologie und Stratigraphie des Gebietes zwischen Chiasso und Varese – Diss. U. Zürich.
Lüdi, W. (1944): Die Waldgeschichte des südlichen Tessin seit dem Rückzug der Gletscher – Ber. Rübel *(1943)*.
Mattirolo, E. et al. (1932k): Fo. 31 Varese – CG Itàlia 1:100000 – SG Italia.
Mauro, F., & Nangeroni, G. (1949): I Trovanti nella regione dei tre Laghi – CAI, Milano.
Massera, S., & Salice, T. (1971): Brevi cenni di storia valtellinese – In: Massera S., et al.: L'Ambiente naturale e umano della Provincia di Sondrio – Banca popol. Sondrio.
Moebus, B. (1901): Beiträge zur Kenntnis des diluvialen Oglioglетschers – Diss. U. Bern.
Molteni, G. C. (1960): Grotta «Buco del Piombo» Erba (Como) – Brianza, *8* – Erba.
Morax, F. (1976): Stratigraphie und Sedimentologie des Monte Nudo-Beckens, *4* – DA U. Zürich.
Müller, F., et al. (1976): Firn und Eis der Schweizer Alpen – Gletscherinventar – Ggr. I. ETH Zürich, Publ. *57*.
Müller, P. (1957): Zur Bildungsgeschichte der Mergel von Noranco bei Lugano – Ber. Rübel *(1956)*.
Nangeroni, G. (1930): Morene stadiale nella Val Malenco – Atti SISN, *69*.
– (1932k): Carta geognostico-geologica della Provincia di Varese con uno studio sulla geologia, le rocce e le forme del terreno della regione varesina – Ann. R. Ist. Tecn. Varese.
– (1936): Il Quaternario nella regione Varesina – CR Congr. Int. Ggr. Varsovie 1934, *2*.
– (1954): I terreni pleistocenici dell'anfiteatro morenico del Verbano e del territorio Varesino – Atti SISN, *93*/1–2.
– (1954): Il Morenico del Lario orientale della Valsássina e della Vallássina – Atti SISN, *93*/1–2.
– (1969): Note geomorfologiche sui monti a occidente del Lario Comasco – Atti SISN, *109*/2.
– (1969): Note sulla geomorfologia del gruppo montuoso Cornizzolo–Moregalla–Corni di Canzo (Prealpi comasche) – Scitti Quatern. – Mus. Civ. Stor. natur. Verona, *1969*.
– (1970a): Appunti sulla geomorfologia del triangolo lariano – Atti SISN. Mus. Civ. Stor. nat. Milano, *110*/2.
– (1970b): In: Bonsignore, G., et al. (1970): La Geologia del territorio della Provincia di Sondrio – Ann. prov. Sondrio.
– (1971a): Note geomorfologiche sul territorio montuoso comasco ad oriente del Lario – Atti SISN. Mus. Civ. Stor. natur. Milano, *112*/1.
– (1971b): Brevi cenni di storia valtellinese – In: Massera, S., et al. (1971): L'Ambiente naturale e umano della Provincia di Sondrio – Banca popol. Sondrio.
– (1973a, 1977a): Da Milano al Piano Rancio attraverso Como e il Pian del Tivano – Itin. natur. ggr. Montagne ital. – CAI, *1* – Milano (2e ed. 1977a).
– (1973b, 1977b): Nella Valsássina da Lecco a Bellano – Itinerario geomorfologico e geografico – Itin. natur. ggr. Montagne ital. – CAI, *4* – Milano (2a ed. 1977b).
Novarese, V., Stella, A., Repossi, E., Merla G., & Redini, R. (1937k): Fo. 32 Como – CG Italia 1:100000 – R. Uff. G Italia.
Novarese, V., Catalisano, S., Merla, G., & Minlicci, E. (1941k): Fo. 17 Chiavenna – CG Italia 1:100000 – Ibld.
Obermeier, S. (1972, 1977): Lago Maggiore, Luganer See, Comer See – München. 2. Aufl. 1977.
Omboni, G. (1862): I ghiacciai antichi e il terreno erratico di Lombardia – Atti SISN, *3*.
– (1876): Il mare glaciale e il Pliocene ai piedi delle Alpe Lombarde – Atti SISN, *19*.
Orombelli, G. (1970): I depositi loessici di Copreno (Milano) – B. SG ital., *89*.
Orombelli, G., & Gnaccolini, M. (1977): Sedimentation in ice-dammed lakes: a Würmian example from Italian Alps – X INQUA Congr. Birmingham, 1977, Abstr.
– (1979): Il Ceppo dell'Adda: revisione stratigrafica – Riv. ital. P., Stratigr. *85*/2.
Pace, D. (1968): Vestigia di culto arcaico su rupi del territorio grosino – B. Soc. stor. Valtell., *21*.
– Petroglifi di Grosio – Tellina opuscula, *2* – Teglio.
– (1974): Sviluppo dell'investigazione archeologica nel sistema petroglifico di Grosio –Tellina opusc., *3*–Teglio.
– (1977): Petroglifi dei Colli di Grosio – Grosio.
Pasquier, F. (1972): Géologie quaternaire du Bas Malcantone (Tessin méridional) – DA G I. ETH, Zürich.
Patzelt, G., & Bortenschlager, S. (1976, 1978): Zur Chronologie des Spät- und Postglazials im Ötztal und Inntal (Ostalpen, Tirol) – In: Frenzel, B., et al. (1976, 1978).
Penck, A., & Brückner, W. (1909): Die Alpen im Eiszeitalter, 3 – Leipzig.
Pensa, P. (1979): Introduzione al Lario, *1* – Il Territorio – Com. montan. Valsássina–Valvarrone–Val d'Esino e Riviera.
– (1981): Noi gente del Lario, natura – storia – tradizione – Como.
Petrucci, F., Careggio, M., & Cavazzini, R. (1979): Indagini geofisiche sui depositi quaternari nel fondovalle valtellinese da Cosio a Ponte (Note preliminare) – Ggr. Fis. Dinam. Quat., *2*.

Petrucci, F., Careggio, M., & Cavazzini, R. (1982): Indagini geofisiche sul fondovalle valtellinese (dal Lago di Como a Teglio, prov. di Sondrio) – Ggr. Fis. Dinam. Quat. *5*.
Pfister, M. (1921): Stratigraphie des Tertiär und Quartär am Südfuß der Alpen mit spezieller Berücksichtigung der miocaenen Ablagerungen – Diss. U. Zürich.
Planta, A. (1976): Die römische Julierroute – Helv. archaeol., *25*.
Pozzi, A. (1979): L'origine del Lago di Como – Natura Civiltà, *16/4*, Canzo (Como).
Pracchi, R. (1939): Geomorfologia dell'Alta Brianza – Contr. Studi Ggr. U. Catt. Milano.
– (1954): Il Quaternario del Lario occidentale – Atti SISN, *93/1–2*.
Premoli Silva, I. (1964): Le microfaune del Pliocene di Balerna (Canton Ticino) – Ecl., *57/2*.
Primas, M. (1978): La necropoli della Ca'Morta nei sui rapporti culturali con le valli alpine – Catalogo Età del ferro a Como – Soc. Archeol. Comense.
Reggiani Rajna, M. (1941): Arte preistorica in Valtellina; la scoperta di incisioni su pietra – Arch. Stor. Valtell.
– (1968): La scoperta di una terza stele con l'effige della Dea Madre nel territorio di Teglio – B. Soc. stor. Valtell., *21*.
Renfer, H. (1963): Über diluviale Ablagerungen aus der Umgebung von Chiasso – GH, *18/3*.
– (1964): Beitrag zur Morphologie und Glaziologie des Muggiotales und angrenzender Gebiete – Jb. Ggr. G. Bern, *47* (1963/64).
Repossi, E. (1902): Osservazioni stratigrafiche sulla Val d'Intelvi, la Val Solda e la Val Menaggio – Atti SISN, *41*.
Ricciardi, E. (1962): Considerazioni preliminari sui pollini fossili rinvenuti in un deposito lacustre quaternario contenente materiali vulcanici (Gruppo Cimini-Sabatini) – B. SG ital., *80*.
Rima, A. (1975): Analisi dei livelli del Lago di Lugano al limnigrafo di Cassarate (1927–1972) – Ass. Tic. Econ. Acq.
Riva, A. (1949): Saggio di rilevamento del morenico e dei terreni quaternari in genere tra il Canturino e la Brianza occidentale – Atti Ist. G U. Pavia, *3*.
– (1957): Gli anfiteatri morenici a sud del Lario e le pianure diluv. tra Adda e Olona – Atti Ist. G U. Pavia, *7*.
Rodolico, F. (1965): Le pietre delle città d'Italia – Firenze.
Rogenmoser, G. (1981): Magnetische Untersuchungen im Pliozän von Balerna – DA. Abt. Naturw. ETH, Zürich – Dep. Geophys. I. ETH-Hönggerberg.
Rübel, E. (1912): Pflanzengeographische Monographie des Berninagebietes – Bot. Jb., *47/1–4*.
– (1913): Die Pflanzengesellschaften des Berninagebietes – Bot. Jb., *49/3–4*, Beibl. 109.
Sacco, F. (1893): Gli anfiteatri morenici del Lago di Como – Ann. R. Acc. Agr., Torino.
Saibene, C. (1950): L'Anfiteatro morenico del rio Faloppia (Como) – B. com. glac. ital., (2) *1*, Torino.
Salis, F. v. (1883): Die Gletscher in Graubünden – Jb. SAC, *18*.
Salis-Marschlins, U. v., (1764): Mappa della Linea e dei termini di confine tirata fra lo Stato di Milano e Dominio Rheto – Rät. Museum Chur.
Scheuchzer, J. J. (1713 K): Nova Helvetiae Tabula geographica...., ca. 1:238000 – Zürich.
Schiavinato, G., et al. (1969 K): Fo. 19 Tirano – CG Italia 1:100000 – SG Italia.
Schneider, R., & Tobolski, K. (1983): Palynologische und stratigraphische Untersuchungen im Lago di Ganna (Varese, Italien) – Bot. Helv., *93*.
Schollenberger, B. (1976): Moränenwälle im hinteren Rosegtal.– DA Ggr. I. U. Zürich.
Schüepp, M. (1967): Lufttemperatur – Klimatologie der Schweiz, C/3–4 – Beih. Ann. Schweiz. MZA (1966).
Semadeni, T. (1929): Geschichte des Puschlavertales – Bündn. Monatsbl. *(1929)*/8.
Sesti, D. (1946): Il battistero di Riva S. Vittale – B. Stor. Svizz. ital., *21/4* – Bellinzona.
Siegwart, J. (1975): Die Namen Lepontier, Adulas und Tessin als Geschichtsquelle – Geschichtsfreund, *126/127* (1973/74) – Stans.
Simonett, Ch. (1938): Ist Zillis die Römerstation Lapidaria? – Bündner Monatsbl., *(1938)*/11.
– (1941): Tessiner Gräberfelder – Monogr. UFS, *3* – Basel.
Sordelli, F. (1877): Observations sur quelques plantes fossiles du Tessin méridional et sur gisements qui les renferment à propos de la controverse glaciaire – Arch. Genève, *59/235*.
– (1878): Le filliti della Folla d'Induno, presso Varese, e di Pontegana tra Chiasso e Balerna nel Canton Ticino, paragonate con quelle di altri depositi tertiari e postterziari – Atti SISN, *21*.
– (1896): Flora fossilis insubrica – Studî sulla vegetazione di Lombardia durante i tempi geologici – Milano.
Sprecher v. Berneck, F. (1629): Alpinae seu Foederatae Rhaetiae subditarumque ei Terrarum nova descriptio – Amsterlodami. – Rät. Mus. Chur.
Stampa, R. (1974): Storia della Bregaglia – Poschiavo.
– (1976): Das Bergell – Schweiz. Heimatb., *80* – Bern.
Staub, R. (1921 K): Geologische Karte der Val Bregaglia (Bergell), 1:50000 – GSpK *90* – SGK.
– (1934): Grundzüge und Probleme alpiner Morphologie – Denkschr. SNG, *79/1*.

Staub, R. (1946k): Geologische Karte der Bernina-Gruppe und ihrer Umgebung im Oberengadin, Bergell, Val Malenco, Puschlav und Livigno, 1:50000 – GSpK *118* – SGK.
– (1952): Der Paß von Maloja, seine Geschichte und Gestaltung – Jber. NG Graubünden, *83*.
Steiner, M. (1977): Geologische und mikropaläontologische Untersuchungen der Kreide und des Alttertiärs im Gebiet von Montevecchio (Provinz Como, Italien) – DA ETH Zürich. Dep. G I. ETH, Zürich.
Stella, A., & Repossi, E., in: Novarese, V., et al. (1937): Fo. 32 Como – CG Italia 1:100000 – SG Italia.
Stoppani, A. (1874): Mare glaciale ai piedi delle Alpi – Riv. ital., stratigr.
– (1875a): Sui rapporti del terreno glaciale col pliocenico nei dintorni di Como – Atti SISN, *18*.
– (1875b): Il Bel Paese – Torino.
Süssli, P. (1970): Zur Geologie zwischen der Val Solda und der Val Sanagra (Südalpen) – DA, ETH Zürich.
Suter, J., & Gamper-Schollenberger, B. (1982): Gletscher-, Vegetations- und Klimageschichte im Oberengadin – In: Maisch, M., & Suter, J., ed.: Exkursionsführer Teil A: Ostschweiz – Phys. Ggr. U. Zürich, *6*.
Taramelli, T. (1880): Il canton Ticino meridionale ed i paesi finitimi – Beitr., *17*.
– (1903): I tre Laghi – Milano.
Tognino, R. (1967): Der Berninapaß im Wandel der Zeiten – Festschr. 600 Jahre Gotteshausbund – Chur.
Trümpy, D. (1975): Stratigraphie und Sedimentologie des Monte Nudo-Beckens, *3* – DA U. Zürich. Dep. G I. ETH.
Trümpy, E. (1930): Beitrag zur Geologie der Grignagruppe am Comersee (Lombardei) – Ecl., *23/2*.
Tschudi, R. (1904): Zur Altersbestimmung der Moränen im untern Wehratal – Diss. U. Basel.
Ugolini, F., & Orombelli, G. (1968): Notizie preliminare sulle caratteristiche pedologiche dei depositi glaciali e fluvioglaciali fra l'Adda e l'Olona in Lombardia – Ist. Lombardo Accad. Sci. Lett., *102*.
Uttinger, H. (1965): Niederschlag – In: Klimatologie der Schweiz, E/1–3 – Beih. Ann. Schweiz MZA (1964).
Vanni, M. (1933): Gli apparati morenici würmiani del ramo occidentale del Lario – BS Ggr. ital., BS ital. SN, *87*.
Venzo, S. (1945): Rilevamento geomorfologico della Val Cavallina a sud del Lago d'Endine (Bergamasco orientale) con particolare riguardo al glaciale – Atti SISN, *84*.
– (1946): Rilevamento geomorfologico della Brianza orientale e del Bergamasco sud-occidentale, con particolare riguardo al Flysch e all'apparato morenico dell'Adda di Lecco – B. SG Ital., 65.
– (1947): Rilevamento geomorfologico della Brianza orientale e del Bergamasco – Atti SISN, *86*.
– (1948): Rilevamento geomorfologico dell'apparato morenico dell'Adda di Lecco – Atti. SISN, *87*.
– (1952): Geomorphologische Aufnahme des Pleistozäns (Villafranchian – Würm) im Bergamasker Gebiet und in der östlichen Brianza: Stratigraphie und Klima – G Rdsch., *40*.
– (1955): Le attuali conoscenze sul pleistoceno lomb. con particolare riguardo al Bergamasco – Atti SISN, *94*.
– (1957, 1961, 1965): Rilevamento geologico dell'anfiteatro morenico del Garda – Mem. SISN, *12, 13, 14*.
–, (1970k): In: Crespi, et al.: Fo. 7, 18: Pizzo Bernina, Sondrio – CGI Italia 1:100000 – SG Italia.
– (1971): Gli stadi tardo-würmiani e post-würmiani nelle Alpi insubriche valtellinesi – Atti SISN, *112/2*.
–, Crespi, R., Schiavinato, G., & Fagnani, G. (1970k): Carta geologico-petrografica delle Alpi insubriche valtellinesi tra la Val Masino e la Val Malenco (Sondrio) – Mem. SISN, *19*.
Vinassa de Regny, P. (1941): Notizie sul glaciale della Brianza – B. SG Ital., *60/1*.
Viollier, D. (1924): Pfahlbauten – 10. Bericht – Mitt. Antiq. Ges. Zürich, 29/4.
Vonderschmitt, L. (1940): Bericht über die Exkursion der Schweiz. Geol. Gesellschaft im südlichen Tessin – Ecl., *33/2*.
Walser, G. (1730k, 1768k): Rhaetia Foederata cum Confinis et Subditis suis Valle Telina comitatu Clavennensi et Bormiensi – Aug. Vind., Norimbergae.
– (1763k): Schweizer Geographie samt den Merkwürdigkeiten in den Alpen und hohen Bergen, zur Erläuterung der Hommannischen Charten herausgegeben – Bl. 17: Rhaetia foederata – Zürich 1770.
Wehrli, H. (1934): Glazialgeologische Beobachtungen in der Umgebung von Lugano – Z. Glkde., *21*.
Wenk, H. R., & Cornelius, S. B. (1977k): 1296 Sciora – GAS – SGK.
Wilmer, F. (1904): Beiträge zur Kenntnis des diluvialen Addagletschers – Diss. U. Bern.
Zagwijn, W. H., Montfrans, V., & Zandstra, J. G. (1971): Subdivision of the «Cromerian» in the Netherlands: pollen-analysis, paleomagnetism and sedimentary petrology – G Mijnbouw, *50*.
Zingg, Th. (1952): Gletscherbewegungen der letzten 50 Jahre in Graubünden – Wasser- u. Energiewirtsch., *1952/5–7*.
Zoller, H. (1960): Pollenanalytische Untersuchungen zur Vegetationsgeschichte der insubrischen Schweiz – Denkschr. SNG, *83/2*.
– et al. (1982): Vegetationsgeschichte – In: Suter, J. et al.: Gletscher-, Vegetations- und Klimageschichte im Oberengadin – In: Maisch, M., & Suter, ed.: Exkursionsführer Teil A: Ostschweiz – Phys. Ggr. U. Zürich, *6*.
Zürcher, A. C. (1982): Urgeschichtliche Fundstellen Graubündens – Schr.-Reihe Rät. Mus. Chur, *27*.

Der Toce/Tessin-Gletscher

Präriβzeitliche Ablagerungen um den südlichen Lago Maggiore

Im Kirchhügel von Caravate SE von Laveno fanden P. Leuzinger (1926) und S. Lüthi (1973) einen zementierten Schotter, einen Ceppo, dessen gerundete Komponenten aus verwitterten kieseligen Schwammkalken, Chert, seltenen Dolomiten und hellen Kalken bestehen. Beide vergleichen den Gastropoden führenden Ceppo mit dem Konglomerat von Pontegana (S. 343 ff.). Unter periglazialem Klima einer altquartären Kaltzeit dürfte der Ceppo vor Ankunft der alpinen Gletscher vom Monte Nudo–Campo dei Fiori verfrachtet worden sein. Im Stoßschatten von Steilwänden blieb er vor glazialer Ausräumung bewahrt.
G. Nangeroni (1932 k, 1954 a, b) erwähnt analoge Vorkommen um Varese. Eisüberfahrene zementierte Schotterbänke mit lokalem Geröllinhalt liegen auch S von Sesto Calende, im Tal des Ticino unter Ferretto-Bildungen (V. Novarese in E. Mattirolo et al., 1932 k). Nangeroni weist sie der Günz-Eiszeit zu; G. Liborio & U. Ragni (1967 k) stellen sie ins Villafranchiano.
Da dem Ceppo Kristallin-Gerölle fehlen, dürfte der Tessin-Gletscher damals noch nicht die Ausmaße wie später zur Würm-Eiszeit angenommen haben. Damit wäre der Hochstau der Alpen in ausgedehntere Firnbereiche erst nach dem Altpleistozän erfolgt.
Der äußerste – mindelzeitliche? – Eisrand des Toce/Tessin-Gletschers verläuft E von Borgomanero gegen SE über Bogogno–Divignano und biegt über Gallarate gegen NE zurück. Er wird durch stark ferrettisierte Moräne dokumentiert, die gegen S in eine reliktisch erhaltene, ferrettisierte Schotterflur übergeht.
Moränenwälle, an denen eine nächsttiefere, zusammenhängendere und weniger tiefgründig verwitterte Schotterflur einsetzt, werden zwischen Varallo Pombia und Somma Lombardo vom Ticino durchbrochen und der Riß-Eiszeit zugewiesen (Novarese; Liborio & Ragni).

Rißzeitliche Ablagerungen zwischen Lago Maggiore und Mendrisiotto

Spuren des rißzeitlichen Tessin- und Mera/Adda-Eises finden sich durch hoch gelegene Erratiker und Rundhöcker an den südlichsten Bergen zwischen Lago Maggiore und L. di Como (S. 426).
Auf der N-Seite des Campo dei Fiori (1227 m) konnte F. Morax (1975) die höchsten Erratiker auf 1120 m beobachten. Auf einem nach N vorspringenden Felsgrat fand er Moräne mit kleineren Blöcken, die allenfalls bei einem spätrißzeitlichen Eisstand dort abgelagert worden sind. Riß(?)zeitliche Ablagerungen reichen N des Campo dei Fiori noch bis auf 900 m (S. 428). Auf der NW-Seite des Pne. d'Arzo, auf Albero di Sella, fand D. Trümpy (1975) Moräne mit Porphyr-Blöcken sowie eisüberschliffene Meride-Kalke bis gegen 900 m Höhe hinauf. SE des Pne. d'Arzo, auf Costa di Probello, ist Moräne bis auf 770 m durch Porphyr-Geschiebe belegt, auf der SW-Seite, am Monte S. Elia (678 m) NW von Viggiù, noch bis auf 700 m. Bis auf diese Höhe ist auch der Hauptdolomit rundhöckerartig überprägt.

Prähochwürmzeitliche Bildungen und Ablagerungen in der Leventina

Auf der rechten Talseite der unteren Leventina, zwischen Anzónico, Cavagnano, Sóbrio und Conzanengo, zeichnet sich 600–700 m über dem Talgrund eine von Moräne bedeckte Terrasse aus, die – mit ihren Rundhöckern und Wallresten – etwa den Stadien der Magadino-Ebene entsprechen dürfte. Der Felsuntergrund dieser Terrasse ist früher, vorab von H. Lautensach (1912) und H. Annaheim (1935; Bd. 1, S. 278), als Überrest eines ehemaligen Talbodens betrachtet worden. Doch stellt er viel eher den Rest von würmzeitlichen – und wohl bereits älteren – Vorstoßphasen dar, bei denen der Tessin-Gletscher eine etwa den spätwürmzeitlichen Ständen der Magadino-Ebene vergleichbare Eisrandlage eingenommen hat. Auch die tiefen Felsbecken der Magadino-Ebene mit Übertiefungen von –350 und –250 m (In R. Bächlin et al., 1974k) sind nicht allein das Werk spätwürmzeitlicher Stände, sondern wurden bereits bei mehreren prähochwürmzeitlichen Vorstößen im Bereich der tektonischen Störungszone der insubrischen Linie ausgekolkt.

Das Einzugsgebiet und das mit dem Mera/Adda-Eis zusammenhängende Ablationsgebiet

Am Blinnenhorn im Oberwallis sowie in den Firnfeldern des Gotthard-Gebietes und der nördlichen Tessiner Alpen sammelte sich das Eis zum Tessin-Gletscher, der durch die Val Bedretto und die Leventina abfloß. Aus der Val Blenio, der Mesolcina – mit geringer Transfluenz über den San Bernardino aus dem Rheinwald (Bd. 2, S. 245) –, der Val Calanca, der V. Morobbia, der V. Verzasca und vorab aus den Maggia-Tälern nahm er Zuflüsse auf, wie Rundhöcker im Mündungsbereich und die Rinne zwischen den Isole di Brissago und dem NW-Ufer bekunden. Durch das Centovalli stand das Maggia/Tessin-Eis mit dem in die Valle Vigezzo eingedrungenen Lappen des Toce-Gletschers in Verbindung; über die Sättel von Fínero erfolgte eine Tranzfluenz durch die V. Cannobina zum Lago Maggiore (S. 499). Als mächtiger Talgletscher füllte es die glaziär übertiefte Rinne des Lago Maggiore, vereinigte sich bei Pallanza mit dem durch die V. d'Ossola abfließenden *Toce-Gletscher* und drang bis in die Po-Ebene vor (S. 425f.).
Im Bedrettotal reichte das Tessin-Eis im Würm-Maximum an der Mündung der Val Trémola noch auf über 2200 m, wenig weiter taleinwärts, am Pizzo di Fieud, bis auf über 2230 m, was durch überschliffene, ins Tal vorspringende Grate belegt wird.
Aus der Val Lucendro empfing der Tessin-Gletscher seit den ersten Vorstoßphasen Eis aus dem südlichsten Reuß-System, das über den Gotthardpaß überfloß und dort eine prachtvolle Rundhöcker-Landschaft entstehen ließ.
An der Mündung der Val Blenio stand das Eis SE des Matro – wohl in der Riß-Eiszeit – auf über 1950 m; SW von Biasca, auf der NE-Seite des Pizzo Ricuca stand es auf über 1870 m. Auf der E-Seite des Tales reichen Rundhöcker NE von Osogna bis auf 1850 m. Auf Parusciana, zwischen der Riviera und der untersten Mesolcina, liegt von 1260 m bis auf 1460 m zwischen einzelnen Rundhöckern eine zunächst mächtige, bis 1 m tief verwitterte Moräne mit Gneisblöcken, die oberhalb von 1320 m zurücktreten.
Über den *Ceneri* (554 m) und den Rücken zwischen Cima di Medeglia und Alpe del Tiglio entsandte der Tessin-Gletscher einen Arm ins Vedeggio-Tal. Anderseits drang Tessin-Eis Vedeggio-aufwärts in die Val d'Isone bis in die V. Serdena vor. Auch ins nächstsüdliche Seitental brach es ein, was – wie in der V. Serdena – durch Granitgneise

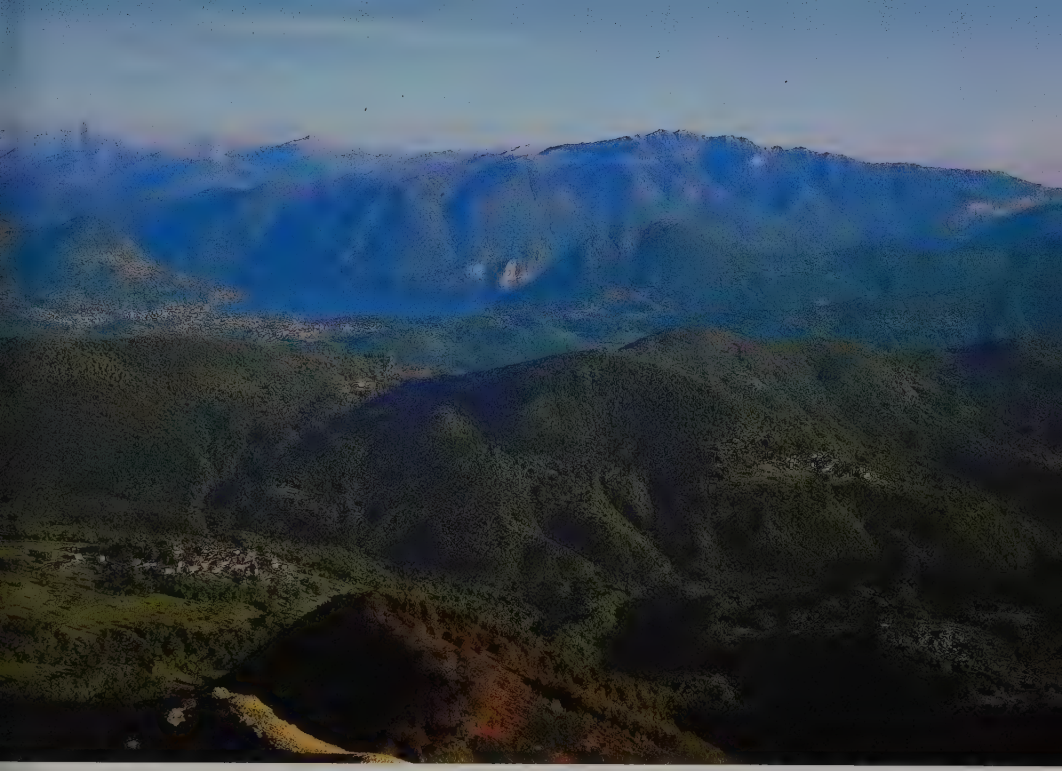


Fig. 213 Die eisüberprägten Berge des Malcantone vom Monte Lema. Links Breno, rechts Miglieglia, dahinter, W der Magliasina, Aranno. Im Hintergrund Monte Brè, Lugano mit dem Porlezza-Arm und dem M. S. Salvatore, dahinter die Kette des M. Generoso.
Photo: L. Gensetter, Davos. Aus: H. Heierli, 1982.

aus dem Gotthard-Gebiet und Leventina-Erratiker belegt wird (M. Reinhard et al., 1962k). Ein rißzeitlicher Erratiker liegt am W-Grat des P. di Corgella auf 1540 m, würmzeitliche, wohl solche des Sesto Calende-Stadiums, liegen um 1200 m (A. Spicher in R. Bächlin et al., 1974k). Umgekehrt floß aus diesen Tälern, vom P. Camoghè (2228 m) und von der Gazzirola (2116 m), Lokaleis ab.

Über die Senke von Arosio schob sich eine Zunge ins Tal der Magliasina vor, was durch Quarzporphyrtuff-Blöcke von Arosio–Mugena im Raume von Mugena–Bombinasco belegt wird. Dabei sind die höchsten bis über 100 m oberhalb des anstehenden Tuffes anzutreffen (P. Kelterborn, 1923; P. Graeter, 1951). Zwischen Motto Croce und Astano reichen die höchsten deutlichen, wohl noch würmzeitlich überschliffenen Rundhöcker bis auf 950 m Höhe, während sich dort die Erratiker um 900 m häufen.

Ein würmzeitlicher Wall, wohl des mündenden Magliasina-Gletschers, liegt SW von Vezio auf 930 m. Der Hauptarm floß über Agno gegen Ponte Tresa ab, wo er sich in einzelne Lappen gabelte. Zugleich breitete er sich gegen SE aus und staute den aus der Val Colla mündenden Cassarate-Gletscher zurück.

Bei Cima Pianca S des Monte Lema reichen Erratiker bis auf gut 1080 m. Bis gegen 1000 m treten sie gehäuft auf. Eine Stauterrasse – wohl der Stand von Cademario, ein Äquivalent der inneren Jung-Endmoränen, zeichnet sich bei Breno und Miglieglia – zusammen mit tieferen Rundhöckern bei Miglieglia und Aranno – um 800 m ab (Fig. 213).

Bei Lugano traf der Vedeggio-Arm auf das von Menaggio über den Paß von Grándola

Fig. 214 Blick von La Forcora (1179 m), dem Sattel zwischen der Valle Veddasca und der V. Molinera. Durch diese erhielt der Tessin-Gletscher noch im Stadium von Sesto Calende mit der Moräne der Monti di Bassano (links) einen Zuschuß vom Covreto (1594 m).
Im Lago Maggiore die Isole di Brissago, am NW-Ufer Brissago (links) und Ronco (rechts), darüber die eisüberprägte Faieda mit der Corona dei Pinci (1293 m), dahinter das Centovalli, rechts die eisüberschliffene Testa (1357 m); im Hintergrund die Tessiner Alpen.

(392 m) ins Luganese eingedrungene Mera/Adda-Eis, was durch Erratiker – Bergeller Granite, Gneise und Rhätkalke aus der Valsolda – belegt wird. Durch die Senke des Lago di Muzzano und die Valle Scairolo stieß dieses gegen SW vor. Der Hauptstrom wandte sich gegen SSW und gabelte sich am Monte S. Giorgio abermals in zwei Äste. Der eine drang über Riva-S.Vitale ins Mendrisiotto vor, der andere über Porto Ceresio–Arcisate gegen Varese. Bei Morcote vereinigte sich dieser wieder mit dem W um die Halbinsel des Monte S. Salvatore–M. Arbóstora abgeflossenen Eis.
Der Hauptarm des Tessin-Gletschers floß durch das Lago Maggiore-Becken ab. Vom Monte Támaro (1962 m) erhielt er durch die V. di Vira und die V. Veddasca Zuschüsse. Über die Alpe di Neggia (1395 m), zwischen M. Támaro und M. Gambarogno, floß in den Höchstständen – wie in der Riß-Eiszeit - etwas durch den Tessin-Gletscher gestautes Támaro-Eis in die Valle Veddasca. Auch weiter W, am Passo di S. Anna (1342 m), stand das Tessin-Eis, wie Erratiker belegen, bis auf Alpe Cedullo, bis auf 1300 m. Dagegen lieferten später Vira- und Cedullo-Gletscher dem Tessin-Eis noch Zuschüsse (Fig. 214).
In den Maximalständen lag das Zwischengebiet, der westliche Piano della Rogna S der Landesgrenze bei Caviano, unter Tessin-Eis, das aus dem Kar des Covreto (1594 m) einen Zuschuß erhielt. Rundhöcker und eine einsetzende Moräne belegen eine Eishöhe und zugleich eine Maximalhöhe der klimatischen Schneegrenze von 1200 m. Ebenso waren der M. Borgna (1157 m) und der Pian Poso (um 1170 m), rechts bzw. links des Delio-Stausees, noch vom Würm-Eis überprägt worden. Die höheren Grate trugen da-

Fig. 215 Bis auf über 1400 m hinauf reichende würmzeitliche Erratiker auf Alpe di Naccio im Konfluenzbereich von Centovalli- und Tessin-Eis E des Monte Leone (Brissago) gegen S.

mals Firnkappen, wurden jedoch in der Riß-Eiszeit an der Landesgrenze bis auf gut 1400 m vom Eis überfahren.
Von NW nahm der Tessin-Gletscher zwischen Locarno und Ronco Eis aus der Valle Maggia, aus der V. Onsernone und durchs Centovalli übergeflossenes Toce-Eis auf.

Fig. 216 Das schmale Zungenbecken von Brinzio NE des Monte Campo dei Fiori, das von einem Lappen des Tessin-Gletschers erfüllt war. Bildmitte die Val Travaglia mit Luino am Lago Maggiore, links die V. Cuvia.

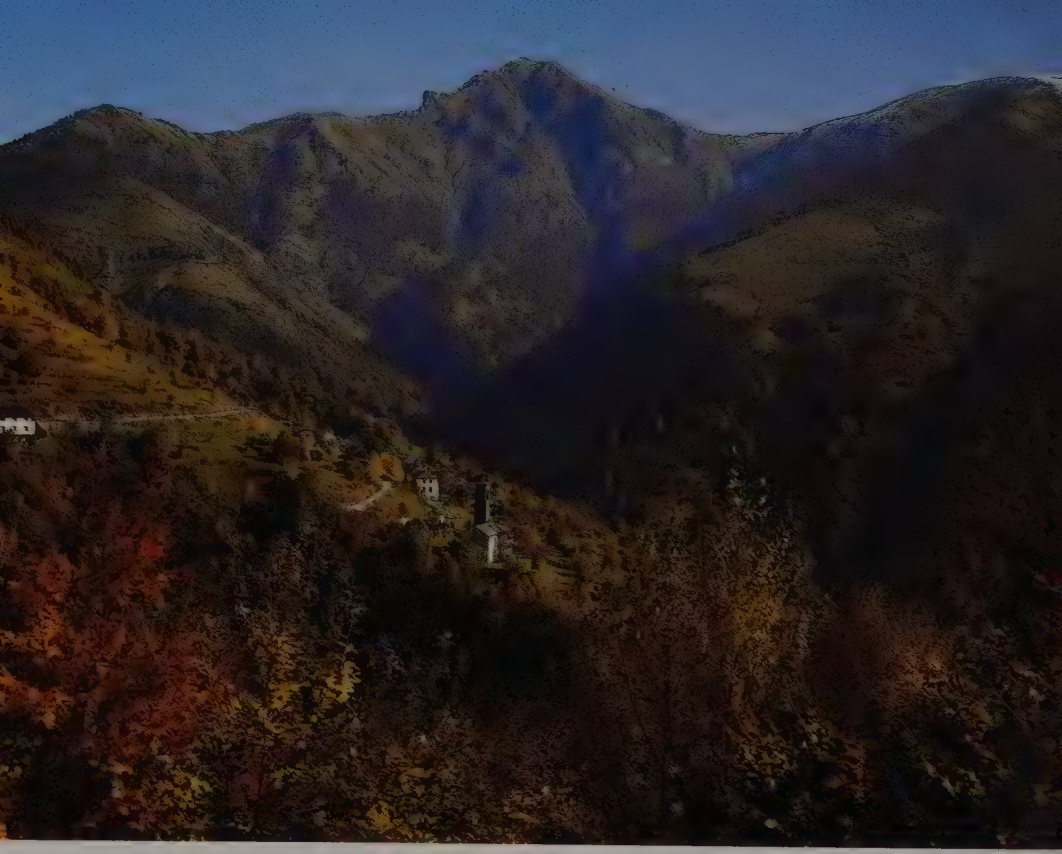


Fig. 217 Der vom Veddasca-Gletscher eisüberprägte Talschluß der Val Veddasca mit Indémini, Monte Támaro und M. Gradíccioli.
Photo: L. Gensetter, Davos. Aus: H. Heierli, 1982.

Von Lódano in der Valle Maggia floß Maggia-Eis gegen S über die bis auf über 1300 m Höhe reichenden Rundhöcker von Piano und über den Passo della Garina (1076 m) in die unterste V. Onsernone und im Würm-Maximum bereits E des Pizzo Leone ins Becken des Lago Maggiore. Noch im Stadium von Sesto Calende reichte das Eis an der Corona dei Pinci (1296 m) auf über 1200 m.
Bei Luino zweigte ein Lappen gegen ESE ab, drang ins Tresa-Tal ein und traf dort mit dem über den Ceneri übergeflossenen und durch die V. Vedeggio über Ponte Tresa abgeflossenen Eis zusammen. Bei Lugano und bei Morcote stieß der Ceneri-Arm auf das Mera/Adda-Eis, das von NE über Porlezza ins Luganese eingedrungen war (S. 357, 366). Über den Sattel von Marchirolo floß ein Lappen von Ponte Tresa gegen SW, gegen die Travaglia–Valcuvia-Talung, wo er mit einem von Luino gegen S vorgestoßenen Arm des Lago Maggiore-Eises zusammentraf. Schmelzwässer flossen durch die Valganna und über Rasa gegen Varese ab (Fig. 218).
Über Porto Ceresio dürfte das Eis aufgrund von Rundhöckern und Moränen noch bis auf 700 m gereicht haben. Die Val Cavallizza, in deren Talschluß, am M. Minisfreddo (1042 m), sich ein bis 850 m absteigendes Schneefeld gebildet hatte, wurde vom Eis abgedämmt, so daß darin Stauschuttmassen abgelagert wurden.
Das von Porto Ceresio gegen SW vorgedrungene Tessin/Mera/Adda-Eis endete zwi-

Fig. 218 Das von Moränenkränzen umgebene Zungenbecken des Lago di Varese. Im Hintergrund: Monte S. Giorgio, Pne d'Arzo, M. Generoso und M. Bisbino.

schen Induno und Varese, wo sich vor der Stirn, wie vor der gegen Varese vorgefahrenen Zunge, eine später von den Schmelzwässern zerschnittene Schotterflur bildete.

Der Toce/Tessin-Gletscher im Würm-Maximum

Im Würm-Maximum reichte der Toce-Gletscher N des Lago di Mergozzo auf über 900 m. Auch der Tessin-Gletscher stand N von Verbania auf dieser Höhe.
Um den Lago d'Orta lassen sich außerhalb der markanten Moränen noch externere Wälle erkennen. Bei der Einmündung des Strona-Gletschers bei Omegna reichte das Eis auf rund 900 m, S von Quarna-Sotto auf gut 800 m, bei Prerro W des See-Endes auf 530 m und bei Auzate auf gut 400 m. Auf der E-Seite fallen die Wälle von gut 700 m SE von Omegna über 550 m, bei Armeno auf 380 m SE von Gozzano ab (S. 511).
S des Zusammenflusses von Toce- und Tessin-Gletscher stand die Oberfläche am Monte Crocino (1023 m) und auf dem Sattel zum Monte Zúcchero (1230 m) auf gut 900 m. Auch am Pizzo d'Omo (1070 m) N von Ghiffa stand das Tessin-Eis in den würmzeitlichen Maximalständen an der NE-Ecke, bei dem über den Sattel von Luera (818 m) ins Tal des Torrente S. Giovanni eingedrungenen Arm, wie NE von Premeno, um 900 m. E von Stresa begann die Eisoberfläche stärker abzufallen. Von Gignese wandte sich ein Lappen gegen SW. Schmelzwässer flossen zur Agogna ab, weiter SW als linksufrige Entwässerungsrinne des Orta-Lappens, die über Borgomanero zwischen Sesia und Ticino dem Po zustrebte. Auf Alpe delle Coste liegt eine Seitenmoräne um 750 m, bei Fosseno

wenig über 600 m, N von Colazza auf knapp 550 m. Bei Invorio-Superiore belegt eine Moräne eine Eishöhe um 450 m; gegen Gáttico sank diese auf 380 m ab.
Der durch den Lago Maggiore abfließende Hauptarm hinterließ am See-Ende von Borgo Ticino gegen Golasecca einen Endmoränenkranz, der bei Coarezza vom Ticino durchbrochen wird. An der Endmoräne beginnt eine von Abflußrinnen durchsetzte Schotterflur.
Am Monte Sasso del Ferro (1062 m) E von Laveno stand das Eis im Würm-Maximum bis auf 800 m, was durch höchste Gneis-Erratiker belegt wird. Die Eisüberprägung des Gipfels ist wohl auf rißzeitliches (?) Lokaleis zurückzuführen. Der M. Sasso del Ferro trug somit zur Riß-Eiszeit auf den N- und E-Seiten noch eine Firnkappe. Das Tessin-Eis stand damals bis auf über 950 m Höhe.
Von Vergiate E von Sesto Calende verlief der Eisrand – durch Moränen und Schotterfluren dokumentiert – gegen Varese. Auf der S-Flanke des M. Campo dei Fiori (1226 m) stieg er von 460 m bei S. Ambrogio relativ steil an und stand an dessen W-Grat bereits auf 780 m, auf der W-Seite der Valcuvia, am M. della Colonna (1203 m) auf gut 800 m, S des M. Pian Nave (1058 m) S von Luino um 900 m, an den Bedeloni S der Tresa und über Astano auf über 900 m.

Der Toce/Tessin-Gletscher im Sesto Calende-Stadium

Im Stadium von Sesto Calende (= Parè–Uggiate = Brivio) fiel die Oberfläche des Toce-Gletschers bei der Mündung der Valle Grande NE von Mergozzo von gut 800 m auf 770 m. Eine analoge Eishöhe läßt sich am linken Talausgang bei Runchio beobachten. Weiter E, bei Miazzina, lag sie um 700 m; gegen den Lago Maggiore stieg sie wieder an. Zwischen Caprezzo und Premeno stand das Eis an der Mündung des S. Giovanni-Gletschers um 750 m, bei Manegra NW von Oggebbio über dem Lago Maggiore auf rund 800 m. Weiter seeabwärts reichte das Tessin-Eis zwischen Monte della Colonna und M. Nudo zunächst bis auf gut 700 m, später bis auf 640 m, wobei die Schmelzwässer durch das Tal des Torrente Marianna gegen die Valcuvia abflossen.
Auf der W-Seite der Bedeloni SE von Luino reichte das Tessin-Eis bis gegen 800 m empor, was durch Seitenmoränen belegt wird. SW von Castelveccana liegt eine Mittelmoräne auf 650 m. Beim Zurückweichen flossen Schmelzwässer subglaziär gegen Arcumeggia unter das Eis des Valcuvia-Armes. Am W-Grat des M. Campo dei Fiori stand dieses auf über 700 m. Ein markanter Wall fällt über Casciago gegen Varese auf 400 m ab. Zwischen 640 und 660 m haben sich auf der W-Seite des Monte Sasso del Ferro zwei durch zahlreiche Erratiker – Gneise, seltene Granite, Tonalite und Amphibolite – gekennzeichnete Moränenterrassen ausgebildet, die wohl das Stadium von Sesto Calende bekunden.
Das durch die Strona–Lago d'Orta-Talung abfließende Toce-Eis nahm bei Omegna den Strona-Gletscher von der Cima Capezzone auf (S. 510). Bei Nónio auf der W-Seite des Orta-Lappens stand das Eis auf rund 500 m. Im Becken des Lago d'Orta schliff es zahlreiche Rundhöcker. Randlich entwickelten sich Schmelzwasserrinnen. Am S-Ende dämmen mehrere eng sich folgende Endmoränen das Becken in rund 400 m ab, so daß sich der Lago d'Orta rückläufig entwässert.
Der Hauptarm, der vereinigte Toce/Tessin-Gletscher, erfüllte das südliche Becken des Lago Maggiore bis über Sesto Calende hinaus. Auf der rechten Seeseite fallen Moränen

Fig. 219 Die Randlagen des Tessingletschers im Varesotto
Stresa
Caravate
1226 △
Campo dei Fiori
Gignese
Brovello
Gavirate
S. Ambrogio
380
VARESE
193
Massino
Lesa
Ispra
220
238
LAGO DI VARESE
Nebbiuno
266
L. di Monate
Pisano
Ranco
Malnate
Mèina
243
Angera
L. di Comabbio
419
- Sup.
Invorio -
- Inf.
Arona
Mercallo
Mornago
Castronno
Olona
202
Sesto Calende
290
Albizzate
Ticino
Vergiate
Gattico
Golasecca
Borgo - Ticino
Cosrezza
Somma Lombardo
Gallarate
238
Bogogno
Varallo Pombia
Divignano
335
Nach E. MATTIROLO, V. NOVARESE, S. CATALISANO, L. G. NANGERONI
Innere Jung-Endmoränen
Intermediäre Moränen
Äussere Jung-Endmoränen
Risszeitliche Moränen
Mindelzeitliche Moränen
Schotter
Schmelzwasser

von Gignese SW von Stresa über Nocco–Massino–Pisano–Oleggio-Castello–Campagnola gegen das See-Ende ab. Dabei spalten sie sich in mehrere Staffeln auf, die seitliche Schmelzwassertälchen abdämmen. Diese durchbrechen die Wälle da und dort und entwässern direkt zum See.
Auf der linken, flacheren Seeseite drang der Toce/Tessin-Gletscher von Laveno gegen SE vor, wo er sich wieder mit dem von Luino durch die Valtravaglia–Valcuvia vorgestoßenen Eis vereinigte und die Becken des Lago di Varese und der Laghi di Monate und di Comabbio erfüllte. S von Sesto wurde die Stirnmoräne am Gletschertor des Ticino durchbrochen.

Das Gebiet zwischen Gambarogno und Tresa im Stadium von Sesto Calende

Im Gambarogno stand das Tessin-Eis, wie Moräne und Erratiker belegen, noch über den Monti di Vairano, di Gerra, di S. Abbondio und oberhalb den Monti di Caviano bis hinauf zu den Sasselli. S der Landesgrenze bei Caviano reichte die Oberfläche an der Mündung der Valle Molinera bis auf 1000 m. Moränenwälle dämmten um 930 m den natürlichen Lago Délio gegen N ab. Bei tiefen Wasserständen des heute höher gestauten Sees sind sie noch sichtbar. Über den Sattel E von Musignano (um 810 m) hing eine Eiszunge in die V. Casmera, ins letzte Seitental der V. Veddasca.
In der *V. Veddasca* wird das Stadium von Sesto Calende des ENE von Maccagno zugeflossenen *Giona-Gletschers* durch zwei markante Stauterrassen ausgezeichnet. Auf diesen liegen Indémini, Biegno, Lozzo, Ármio und Gráglio auf der rechten und Monteviasco und Viasco auf der linken Talseite. Bis gegen Graglio erhielt der von der Monte Gambarogno–M. Cadrigna-Kette (1735 m) und von der M. Támaro–M. Lema-Kette (1962 m) genährte Giona-Gletscher Zuschüsse, wie Seitenmoränen bekunden, die zwischen dem M. Sirti (1344 m) und dem M. Cadrigna (1300 m) gegen Graglio absteigen.
Da das Tessin-Eis von Maccagno in die unterste V. Veddasca eindrang, wurde der Giona-Gletscher bei Garabiolo gestaut und über den Sattel von Cinquevie (551 m) ins Tal von Dumenza und wiederum durch in das Tal von Colmegna eingedrungenes Tessin-Eis zwischen den Rundhöckern E des M. Clivio (739 m) gegen Astano und Sessa in den Malcantone abgedrängt, wo höchste Erratiker S des Motto Croce (1183 m) bis auf über 950 m reichen.
Bis ins Ispra-Stadium drang der Tessin-Gletscher in die unterste V. Veddasca ein und staute den Giona-Gletscher, was durch die tiefsten Terrassenreste mit den Dörfern Curiglia, Cádero und Garabiolo belegt wird. Die Schmelzwässer flossen durch die Talung von Cinquevie gegen Dumenza ab. Eine letzte Verbindung von Giona- und Tessin-Eis wird durch die Terrassen SE von Campagnano (460 m) und von Veddo (300 m) belegt.

Das Gebiet zwischen Ponte Tresa und Varese im Hochwürm

Auf der Hochfläche von Marchirolo S von Ponte Tresa belegen mächtige von Moräne überlagerte Schotter einen Eisrand während des Vorstoßes. Durch die bruchtektonisch vorgezeichneten Valganna und V. del Prolugano flossen Schmelzwässer gegen Varese ab. Beim weiteren Vorstoß drang das Tessin-Eis in diese Täler sowie in die Talung von Brinzio–Rasa ein. Im Maximalstand stand es N des Campo dei Fiori bis auf 900 m.

Weiter E, am Monte Legnone, reichte das Eis – durch Gneis-, Quarzporphyr-, Porphyrit- und Servino-Erratiker belegt – bis auf über 850 m, gegen S bis an den Ausgang der Olona-Schlucht und der Mündungsschlucht der Valganna. Ein Eislappen hing über den Sattel S des M. Minisfreddo mit dem von Porto Ceresio gegen SW bis über Induno vorgestoßenen Eis zusammen.
Damit dürften die auf der W-Seite des Campo dei Fiori auf 780 m einsetzenden Wälle dem Würm-Maximum, jene um 700 m dem Sesto Calende-Stadium angehören.
Mehrstaffelige Rückzugsstadien, die wohl zeitlich denjenigen von Sesto Calende entsprechen, liegen bei Rasa und S des Lago di Ganna. Lago di Brinzio, L. di Ganna und L. di Ghirla sind als Reste der Zungenbecken zu deuten. Beim Abschmelzen des Eises und unmittelbar hernach kam es vorab auf der NE-Seite des M. Legnone zu Sackungen.
Eine erste spätwürmzeitliche Rückzugslage, wohl das Stadium von Ispra/Melide/Lecco, zeichnet sich bei Marchirolo, Cunardo, Bédero und E von Brinzio durch Moränen ab.
Aus den Grotten des Campo dei Fiori sind Zähne und Skelett-Reste des Höhlenbären geborgen worden.

Das insubrische Eisstromnetz im Ispra/Melide/Lecco-Stadium

Noch im Ispra/Melide/Lecco-Stadium hingen Toce-, Tessin- und Mera/Adda-Gletscher miteinander zusammen. Dagegen waren verschiedene größere Zuflüsse eben selbständig geworden. Die vom Monte Tógano (2299 m) durch die Valle Grande und vom Monte Zeda (2156 m) durch die Val S. Giovanni abfließenden Gletscher schoben sich bis auf 300 m Höhe herab vor.
Bei Cannobio drang das Tessin-Eis wie schon beim Vorstoß bis zur Mündung der Val Cavaglio in die Valle Cannobina ein und staute dort einen Eisrandsee eines talauf stirnenden Cannobina-Gletschers (Fig. 220).
Zwischen diesen Zungen und dem bei Verbania-Intra abdämmenden Tessin-Eis wurden, vor ihrer Vereinigung mit dem Toce-Gletscher, Schottermassen aufgestaut. Im Lago Maggiore bildeten sich im Grenzbereich die Rundhöcker der Borromäischen Inseln.
An der Mündung des Strona-Tales reichte das Toce-Eis bis Arzo, bis auf 440 m; Stronaaufwärts zeichnet sich das Zungenende eines von Omegna gegen N abfließenden Strona-Gletscherlappens ab. Davor staute das Toce-Eis die Schmelzwässer zu einem See auf.
Bei Stresa lag die Eishöhe auf gut 300 m. S von Mèina und Ranco dürfte die Zunge das Seebecken gequert haben. Zwischen Ranco und Ispra folgt eine flache Moräne mit Erratikern dem Seeufer (S. Catalisano in E. Mattirolo et al., 1932k), weiter gegen NE drang das Eis landeinwärts vor, so daß Moränen den Rinnsalen den direkten Lauf zum See verwehren.
Bei Laveno stand das Toce/Tessin-Eis auf über 300 m. 6 km weiter NE, im Gebiet von Castelveccana, reichte es – durch Stauschotter und Moränen belegt – auf über 360 m.
Zwischen Germignaga und Luino drang ein gegen SE sich wendender Lappen durch die Val Travaglia bis auf die Wasserscheide zur V. Cuvia vor. Dadurch wurde der Rancina, einem südlichen Quellast der Margorabbia, welche die V. Travaglia entwässert, der Weg gegen N verwehrt. Sie wandte sich gegen W, wo ihr – zusammen mit Schmelzwässern des Margorabbia-Lappens – durch den von Laveno gegen E vorgestoßenen Toce/Tessin-Gletscher der Abfluß wieder verbarrikadiert wurde. So verblieb ihr nur der Weg – dem Eisrand folgend – gegen SW und subglaziär ins eiserfüllte Lago Maggiore-Becken.

Der gegen Mercallo von einem Moränenwall abgedämmte Lago di Comabbio (243 m) stand in der ausgehenden Hochwürm-Eiszeit noch um 10 m höher. Auch der Spiegel des L. di Varese (238 m) lag damals höher. Ein höchster Stand zeichnet sich bei Bernate um 258 m, ein tieferer bei Gavirate um 253 m durch Sande und Schotter einer Deltaschüttung ab (G. Nangeroni, 1955).

Das durch Tresa- und Vedeggio-Tal ins Gebiet des westlichen Luganer Sees eingedrungene Eis reichte noch bis Arbòstora, wo ein der Stirnmoräne von Melide entsprechender Wall den Seegrund quert.

NE von Luino, bei Dumenza, dämmte der Tessin-Gletscher das vom Monte Lema (1620 m) abfallende Tal ab. Im glaziär ausgekolkten Felsbecken von Dumenza–Sessa wurde auf gut 400 m ein Eisrandsee aufgestaut und mit Schutt aufgefüllt. Dieser See entwässerte – zusammen mit Schmelzwässern, die vom Tessin-Gletscher bei Longhirolo E von Luino gegen Sessa abflossen – ins schweizerische Tresa-Tal. Von Luino stieß ein weiterer Lappen gegen E über den überschliffenen Riegel von Fornasette vor. Eine erste Randlage gibt sich im Wall zu erkennen, der von Termine gegen Suino verläuft; eine internere Lage wird durch Rundhöcker, Sande und Schotter mit Erratikern und Schmelzwasserrinnsale angedeutet. Im schweizerischen Tresa-Tal lag zunächst noch eine Eisverbindung zwischen Lago Maggiore und Valle Vedeggio. Infolge ihrer geringeren Masse, des erschwerten und ungenügenden Nachschubes bei Ponte Tresa sowie der zufließenden Schmelzwässer, schmolz sie rasch ab. Vor der Front des vom Lago Maggiore eingedrungenen Gletscherlappens bildete sich ein Stausee, wie Randschotter und -sande sowie Warwen-Tone an den Talrändern dokumentieren (F. Pasquier, 1972, 1974). Aufgrund von Stauterrassen, die sich bis Luino verfolgen lassen, entleerte sich der See subglaziär sukzessive ins noch eiserfüllte Becken des Lago Maggiore.

W von Germignaga wurde vorab subglaziär ein Delta der Tresa und der Margorabbia in den See vorgetrieben. Durch das jüngere Delta des Torrente S. Giovanni di Germignaga, eines in quartäre Ablagerungen sich eintiefenden, steilen Zuflusses zum Lago Maggiore, wurde die Mündung von Tresa und Margorabbia gegen NE abgelenkt. Nach Ausfall der Schmelzwässer sank die Schuttführung stark ab, so daß das heutige Tresa-Delta viel kleiner ist.

Da Lago Maggiore-aufwärts, etwa bei der Mündung der vom Monte Támaro (1962 m) absteigenden Valle Veddasca, Stauschotter fehlen, dürfte der Giona-Gletscher im entsprechenden Vorstoß – wie im Ispra/Melide-Stadium – den Tessin-Gletscher noch erreicht haben. Dies belegen NE von Maccagno Moränen und eine Stauterrasse auf 500 m. Auf der W-Seite des Lago Maggiore zeichnet sich diese Eisrandlage bei S. Bartolomeo, Cinzago (um 500 m) und NW von Cannobio in der Terrasse von S. Agata ab.

Eine innere Randlage dürfte sich in der Trennung der beiden Seebecken zwischen Intra und Laveno sowie in den Rundhöckern und Moränen von Ghiffa, von Gonte und N von Cánnero sowie um Porto-Valtravaglia abzeichnen.

Ein jüngerer Stand eines selbständigen *Giona-Gletschers* zeichnet sich W des Monte Támaro ab, wo Schuttgrate vom Tamaretto gegen die Monti Idacca, N der Vallegge und N der Monti Scíaga verlaufen. Mit einem Zuschuß aus den NW-Karen des M. Gradíccioli (1936 m) und des M. Pola (1742 m) stirnten die Zungen in der Giona-Schlucht S von Indémini. In einem noch jüngeren Stand endeten die Firnfelder um 1200 m.

Von der Cimetta (1672 m) und von der Cima della Trosa (1862 m) hingen bis ins Stadium von Ispra, Eiszungen gegen SE herab und trafen mit dem damals um Locarno noch bis gegen 700 m hinauf reichenden Maggia/Tessin-Eis zusammen.

Fig. 220 Würmzeitliche, von Moräne bedeckte Stauschotter und Staulehme in der Val Cannobina S der Mündung der Val Cavaglio. Dahinter die tief eingeschnittene Schlucht des Cannobino.

Das aus der Valle Maggia, der V. Onsernone und aus dem Centovalli austretende Eis stand an der Mündung auf 700 m und floß über die Rundhöcker von Arcegno. Solche finden sich bei Artore über dem untersten Centovalli bis auf 700 m und über dem Lago Maggiore W von Ascona bis auf 650 m.

Am Ceneri stand das Eis, aufgrund von Rundhöckern und Moränen, auf rund 800 m. Oberhalb von Rivera nahm der in die Valle Vedeggio überfließende Lappen einen Zufluß aus dem Támaro-Gebiet auf. Bei Medeglia stand er mit dem aus der Val d'Isone abfließenden Eis in Verbindung. Dagegen endete der Cassarate-Gletscher, der von der Gazzirola (2116 m), vom Monte Cucco (1623 m) und von der Cima di Fojorina (1810 m) durch die nächst südlichere, tiefer gelegene, aber längere V. Colla abfloß, aufgrund seitlicher Stauterrassen bereits unterhalb von Bidogno.

E der Rundhöcker von Taverne stieß der Vedeggio-Arm bis auf die Wasserscheide zum Cassarate vor; ein kleiner Lappen umschloß den Lago d'Origlio, was der Stirnwall und die rückläufige Entwässerung des Sees belegen (H. Annaheim, 1934; H. Zoller, 1960; M. Reinhard et al., 1962 K). NE von Vezia und NW von Bioggio hinterließ er Seitenmoränen. Gegen S reichte der Vedeggio-Arm mit seiner Stirn noch ins Seebecken von Agno und bis Cureglia–Massagno N von Lugano. Dort wurde er vom Mera/Adda-Eis gestaut, das über den Sattel von Grándola durch den Porlezza-Arm des Luganer Sees vorstieß. N von Lugano drang ein kleiner Lappen Cassarate-aufwärts vor, wie Moränenreste am W-Hang des Monte Brè und der von Porza gegen Canobbio abfallende Moränenwall belegen.

Bei Canobbio wurden die Schmelzwässer des Cassarate-Gletschers zu einem Eisrandsee aufgestaut, dem wiederum, wie schon beim Vorstoß (S. 368), Schutt zugeführt wurde. Einen Lappen entsandte der Mera/Adda-Arm über die Rundhöcker W von Lugano, wo ihm, bei Massagno und am W-Ende des Lago di Muzzano, wiederum Tessin-Eis entgegentrat. Schmelzwässer flossen in einen im Piano Scairolo gestauten See. Der gegen S abfließende Stirnlappen reichte bis Melide. Wie bei Hurden im Zürichsee, legt sich auch im Luganer See eine Endmoräne über eine präexistente Schwelle, hinter der frühere Vorstöße ein Zungenbecken ausgekolkt haben.
Der von Bellagio durch den Comer See abfließende Arm des Mera/Adda-Gletschers wurde durch die Transfluenz über den Sattel von Grándola geschwächt, so daß er das See-Ende nur knapp erreichte. Derjenige von Lecco dagegen vermochte – dank eines Zuflusses vom Grignone (2410 m) – am See-Ende noch zwei eng sich folgende Endmoränen abzulagern.

Die spätwürmzeitlichen Gletscher der Ometto–Gridone–Cruit-Kette

Bis ins Ispra-Stadium erhielt der Tessin-Gletscher Zuschüsse von der W von Brissago bis auf 2188 m aufragenden Ometto–Gridone–Cruit-Kette. W von Brissago reichte das Tessin-Eis bis auf gut 550 m, an der Landesgrenze auf über 500 m, und auf der E-Seite des Lago Maggiore überfuhr es den Rundhöcker von Bassano.
Selbst in den nächsten Spätwürm-Ständen hingen die Seitengletscher recht tief herab, der *Pioda-Gletscher* zunächst bis unter 900 m, dann bis 1000 m und später bis 1100 m. Beim N anschließenden *Vantarone-Gletscher* wird ein noch jüngeres Zungenende auf 1250 m durch stirnnahe Moränen belegt, während die andern Gletscher – vorab wegen der Steilheit der Täler – kaum Spuren von Spätwürm-Ständen hinterlassen haben.
Im frühen Holozän dehnten sich zwischen Lago Maggiore und Luganer See größere Seen aus. Der Lago di Varese besaß damals im SW noch einen Fortsatz und hing mit einem schmalen Arm mit dem L. di Comabbio zusammen. Auch der L. di Biandronno und der L. di Monate waren noch größer.
In den Schmelzwasserrinnen zwischen Monte Campo dei Fiori und M. Piambello, in der Valganna und im Olona-Tal zwischen Brinzio und Rasa sowie in den Rinnen des nordöstlichen Varesotto hatten sich heute bereits weitgehend verlandete Seen gebildet.

Die spätwürmzeitlichen Stände des Magliasina-Gletschers

Bereits im Cademario (= Sesto Calende = Parè-Uggiate)-Stadium blieb der Magliasina-Gletscher selbständig, was bei Mugena durch mehrere zur Stirn abfallende Moränenwälle bekundet wird. Über den Sattel von Arosio (830 m) brach ein Lappen des Vedeggio-Armes in die Valle Magliasina ein. Zwischen ihm und dem Magliasina-Gletscher wurde eine Schotterflur geschüttet. Dadurch wurden die zuvor geschliffenen Rundhöcker weitgehend eingeschottert. Talaufwärts vordringendes Tessin-Eis dämmte die obere Valle Magliasina ab, so daß es dort auf verschiedenen Niveaus – bei Miglieglia, Iseo, Novaggio, Bombinasco–Banco, Curio und bei Pura – zur Ablagerung von Stauschottern kam. Aus dem bis Mugena vorgestoßenen Gletscher ergibt sich eine klimatische Schneegrenze von knapp 1200 m.

Im Melide-Stadium dürfte sich der Magliasina-Gletscher um 2 km zurückgezogen haben, was durch eine markante Moräne gut belegt wird. Im Cadenazzo (= Veltliner)-Stadium scheint die Zunge bis in die Schlucht hinter Varera, bis 1050 m, vorgedrungen zu sein, was durch absteigende Seitenmoränen belegt wird. In einem nächsten, durch Moränen bekundeten Vorstoß stieg das Eis auf der SE-Seite des Monte Gradíccioli (1936 m) bis unterhalb Alpe Gem ab, was F. Pasquier (1972, 1974) bestätigen konnte. Auch vom Poncione di Breno (1654 m) und vom Monte Lema (1620 m) hingen noch im frühen Spätwürm Eiszungen gegen die Magliasina herab.

Der spätwürmzeitliche Vedeggio-Gletscher

Moränen des Stadiums von Parè-Uggiate (= Sesto Calende) stellen sich über dem Ausgang der Val d'Isone, auf Gola di Lago, um 1000 m ein (M. Reinhard, 1962k, 1964).
Noch im Melide (= Ispra)-Stadium traf der Vedeggio-Gletscher, wie eine Mittelmoräne am Talausgang auf 560 m, und Rundhöcker belegen, mit dem über den Ceneri überfließenden Tessin-Eis zusammen. Dabei stirnte eine randliche Zunge im Becken des Lago d'Origlio; der Hauptarm drang mit dem Tessin-Eis weiter Vedeggio-abwärts vor. Anzeichen zweier zunächst noch lange Zeit nebeneinander fließender und dabei eigene Rinnen auskolkender Eisströme finden sich in der Valle di Vedeggio in der gegen E verschobenen Rundhöckerzeile, die sich bis an den Luganer See verfolgen läßt.
Rückzugsstaffeln des Vedeggio-Gletschers lassen sich in den Moränenterrassen von Drossa sowie in den Rundhöckern und Wallresten um Medeglia erkennen. Jüngere Moränenreste und Rundhöcker, wohl des Biasca-Stadiums, stellen sich hinter Isone sowie in den Stauterrassen auf den Monti di Travorno ein (Hantke in R. Bächlin et al., 1974k, in A. Spicher et al., 1981). Sie bekunden eine Eishöhe von 900 m an der Konfluenz von Serdena- und Caneggio-Tal; das Zungenende lag um 750 m.
Ein jüngerer Stand zeichnet sich in der Valle di Caneggio auf Corte inferiore und in der hintersten Val di Serdena im Piano di Cuescio um 1400 m ab.
Ein noch späterer Moränenstand reichte N der Gazzirola (2116 m) auf 1700 m, N der Cima di Calescio (2034 m) und auf Alpe Caneggio-Corte di Campo N des Camoghè (2228 m) bis 1550 m herab (Reinhard in P. Knoblauch et al., 1939k; 1962k, 1964).

Der selbständig gewordene Tessin-Gletscher im frühen Spätwürm

Mit dem Abschmelzen des Eises über den Borromäischen Inseln wurden Toce- und Tessin-Gletscher im frühen Spätwürm selbständig (S. 429). Dabei gab der Toce-Gletscher (S. 511 f.) das von ihm eingenommene, rund 5 km lange und 120 m tiefe Becken von Baveno rasch frei – besonders nach dem Stadium von Ispra, als der Inselberg des Mont'Orfano (794 m) an der Mündung des Strona-Gletschers immer stärker herausschmolz und die Zunge des Toce-Gletschers aufspaltete. Der Tessin-Gletscher erfüllte noch länger das Becken des Lago Maggiore. Dieses reicht ENE von Ghiffa bis auf –179 m hinab; seine Felssohle dagegen dürfte erst in –660 m liegen (P. Finckh, 1977, 1978; Bd. 1, S. 74). Mit dem Ausbleiben der letzten Zuschüsse, des S. Giovanni-, des Cannobina- und des Giona-Gletschers aus der Valle Veddasca, vermochte der Tessin-Gletscher mit dem bei Locarno zufließenden Maggia- und Verzasca-Eis im allmählich größer werdenden Lago Maggiore den steigenden Schmelzverlust immer weniger wettzumachen. Bis zum nächsten Stadium schmolz daher der Tessin-Gletscher in dem noch 45 km langen Seebecken rasch zurück. Dies zeichnet sich auch im Mündungsbereich des Verzasca- und des Maggia-Gletschers ab, die damals noch, wie schon in einem eisrandmäßig entsprechenden Vorstoßstadium, in den See kalbten (S. 436).

Zur Vegetationsgeschichte des westlichen Varesotto

Am E-Ufer des Lago di Biandronno NW des L. di Varese hat R. Schneider (1978) in einem tiefsten, bis 11,4 m hinabreichenden Ton eine Mischung von wärmeliebenden Bäumen – Vertretern des Eichenmischwaldes, *Corylus*, *Abies* und *Picea* – und Zeigern einer offenen, unter kühlem Klima gewachsenen Vegetation mit *Alnus viridis*, *Juniperus*, *Hippophaë*, *Ephedra* sowie hohen Anteilen von Gramineen und *Artemisia* gezählt. Sogleich gehen die Baumpollen – wie in Trana (S. 543) – zurück und verschwinden bis auf *Quercus*. Ob dabei nur umgelagerte ältere Pollen vorliegen oder ob sich auch ein klimatisch bedingtes Zurückweichen abzeichnet? Ob in der Po-Ebene präböllingzeitlich dichter stehende Baumgruppen standen, steht noch offen. Sicher haben diese aber in der Gegend um Pisa die Würm-Eiszeit überdauert (M. Marchetti & E. Tongiorgi, 1936). *Fagus* ist mit *Abies* aus glazialen Ablagerungen der Pontinischen Sümpfe nachgewiesen (Tongiorgi, 1936). Der Abschnitt mit einem ^{14}C-Datum von 13 290 ± 100 v. h. in 9,3 m weist mit hohem Nichtbaumpollen-Anteil – Gramineen, *Artemisia*, *Rumex*, Chenopodiaceen und Rubiaceen – wieder auf baumfreie Vegetation hin. An Sträuchern dominiert *Juniperus* mit *Salix*, *Hippophaë*, *Ephedra*, Ericaceen, *Alnus viridis* und *Betula (B. nana?)*. Darnach wandelt sich das Vegetationsbild rasch. Bei ^{14}C-Daten von 12 630 ± 100 und 12 700 ± 100 v. h., im Bölling, geht Wacholder zurück; dafür breiten sich Birken und Föhren aus und verdrängen die Krautvegetation. Doch ist diese noch artenreich. Unter den Hochstauden sind *Aconitum* – Eisenhut, *Heracleum* – Bärenklau, *Cirsium* – Kratzdistel, *Sanguisorba* – Wiesenknopf – und in der erst spärlich vertretenen Wasservegetation *Myriophyllum* – Tausendblatt, *Sparganium* – Igelkolben – und *Typha* – Rohrkolben nachgewiesen.

Unter die Birken mischen sich im Alleröd – durch ein Datum von 11650 ± 110 v. h. belegt – Föhren, die rasch das Waldbild beherrschen. Zugleich vermag sich die Lärche auszubreiten, während sie um Ivrea durch die Föhren-Ausbreitung zurückgedrängt wird (S. 543). Neben *Quercus* stellen sich *Ulmus*, *Fraxinus*, *Tilia* und *Acer* ein. Ebenso setzen Kurven von *Populus*, *Corylus* und *Abies* ein. Der Wald beginnt sich zu schließen, wobei vorab die Gramineen und Artemisien zurückgedrängt werden. Auch Arten der offenen Vegetation werden seltener: *Helianthemum*, *Ligusticum mutellina* – Muttern, *Onobrychis* – Esparsette, *Ornithogalum* – Milchstern, *Polygonum bistorta* – Schlangen-Knöterich. Mit der Föhrenausbreitung setzen *Anthericum* – Graslilie – und *Polypodium* – Tüpfelfarn – ein.
Darnach – in der Jüngeren Dryaszeit – fallen Eichen und Ulmen sowie *Pinus* zurück; *Alnus viridis*, *Hippophaë* und *Ephedra* nehmen zu; Chenopodiaceen und *Artemisia* zeigen kleine Gipfel, was auf Auflichtungen hinweist.
Wie weiter im E, im Gardasee- und im Etsch-Gebiet (S. 210ff.), im Tessin (S. 439ff.) und um Ivrea (S. 543), dürfte damit das Klima im ausgehenden Hoch- und im Spätwürm noch etwas kontinentaler gewesen sein. Damit bestanden für die Vegetation neben den günstigeren Überlebens-Chancen frühere Ausbreitungsmöglichkeiten.
Im Präboreal erfolgt eine rasche Erwärmung. Eichenmischwald-Vertreter – *Quercus*, *Ulmus*, *Tilia*, *Fraxinus* – beginnen sich rasch auszubreiten und beherrschen das Waldbild. Zögernd nimmt *Corylus* zu und bleibt stets subdominant. Kleine Gipfel von *Juniperus* und *Populus* dürften mit *Larix*, *Ephedra* und noch relativ hohen Nichtbaumpollen-Werten – *Rumex*, *Artemisia*, *Thalictrum* und *Umbelliferen* – kleinere Auflichtungen bekunden; *Pinus* und *Betula* gehen zurück. Etwas später – um 9200 ± 100 v. h. – beginnt *Abies* Fuß zu fassen. Spuren von *Fagus* und *Picea* sowie erste Pollen von *Pistacia* stellen sich ein.
Im Älteren Atlantikum breiten sich schlagartig *Alnus* und *Abies* aus. *Hedera* – Efeu – erreicht seine höchsten Werte, und *Viscum* – Mistel – tritt erstmals auf. Mit Baumpollen-Anteilen zwischen 87 und 92% scheint sich der Wald geschlossen zu haben.
Im Jüngeren Atlantikum fallen *Abies*, *Ulmus*, etwas weniger auch *Tilia* und *Fraxinus* zurück. *Carpinus* wandert ein, und *Corylus* erreicht hohe Werte; *Picea* gipfelt mit 1,3%. Nach einem ^{14}C-Datum von 5270 ± 90 Jahren v. h. zeichnet sich eine durch den Menschen bedingte Lichtung der Wälder ab. Mit Ausnahme der Linde gehen alle Bäume in ihren %-Werten zurück. Zugleich erscheinen Getreide-Pollen. Ebenso dürften ein Teil der Pollenkörner von *Vitis* – Rebe – und von *Humulus* – Hopfen – sowie die hohen *Corylus*-Werte kulturbedingt sein.
Nach einem ersten Rodungs-Eingriff hat sich die Waldvegetation wieder erholt: *Carpinus*, *Fraxinus* und *Quercus* nehmen langsam zu; *Fagus* breitet sich rasch aus; *Alnus viridis* tritt wieder auf. Von einer zweiten Rodungsphase werden vorab die Eichen betroffen. *Carpinus* und *Alnus* dehnen sich gar noch aus; *Taxus* verschwindet.
In einer dritten Phase wird neben *Quercus* auch *Carpinus* beeinträchtigt. *Corylus* und *Juniperus*, besonders *Urtica* – Brennessel, *Plantago* – Wegerich und *Humulus* nehmen zu. Trotzdem vermögen die Wälder sich wieder zu erholen; *Quercus* breitet sich erneut aus.
Mit dem Einsetzen von *Juglans* und *Castanea* zeichnet sich die Römerzeit ab. Die hohen *Castanea*-Werte verraten zunächst einen Fortbestand der Wälder; doch werden sie zunehmend umgestaltet: *Quercus* geht stark zurück; *Corylus* und *Fagus* werden verdrängt. Durch umfangreiche Rodungen sind die Wälder im Mittelalter und in der Neuzeit immer stärker zurückgedrängt worden. Nach einem Minimum im 19. Jahrhundert mit nur rund 20% und ihren verheerenden Folgen für die Stabilität der Gehänge und den Wasserhaushalt ist die Waldfläche im Kanton Tessin wieder auf gut 40% angewachsen.

Mit dem Abschmelzen des Toce/Tessin-Gletschers von den Stirnmoränen von Sesto Calende (S. 426) bildete sich in der tektonisch vorgezeichneten, vom Eis ausgekolkten Rinne der Lago Maggiore. Nach dem Ispra-Stadium und besonders nach der Trennung von Toce- und Tessin-Gletscher über den Rundhöckern der Borromäischen Inseln scheint sich der Eisabbau – wohl durch das auftriebsbedingte Abheben des Eises vom Untergrund – rascher vollzogen zu haben als auf der Alpen-Nordseite.

Über frühere Spiegelstände geben vorab alte Uferterrassen Hinweise. Die höchste Terrasse um Locarno, diejenige von Cavigliano–Tegna, am Zusammenfluß von Melezza und Maggia, ist aufgrund ihres starken Gefälles von über 300 m auf 235 m auf eine Distanz von 2,5 km wohl als spätwürmzeitliche Eisrandterrasse zu deuten. Damals war das unterste Centovalli noch von einer Eiszunge erfüllt. Die rechtsseitigen Schmelzwässer flossen S der Rundhöckerflur des Piano di Arbigo gegen Losone ab. Der Maggia-Gletscher (S. 488) endete am Talausgang bei Ponte Brolla; Tessin- und Verzasca-Gletscher kalbten im obersten Seebecken. Bei Ténero stellen sich Eisrand-Stauschotter ein, die am obersten Lago Maggiore eine Eishöhe um 300 m belegen. Ein etwas älterer Stand zeichnet sich im Moränenrest in Locarno unterhalb von Madonna del Sasso ab.

Mit dem weiteren Zurückschmelzen vom Stadium von Cugnasco kalbte das Tessin-Eis immer weiter aufwärts in den wachsenden Lago Maggiore.

Im Stadium von Biasca dürfte der Sander bei Osogna in den noch weit Riviera-aufwärts reichenden See geschüttet worden sein (S. 438). Durch die Schuttfächer von Claro und Gnosca, Arbedo und Gorduno, von Ravecchia, Sementina und Giubiasco entstanden im Mündungsbereich der Mesolcina, um Bellinzona, kleinere Seebecken, die bereits im Spätwürm zugeschüttet worden waren und nach und nach verlandeten.

Eine höchste, spätwürmzeitliche Seeufer-Terrasse manifestiert sich im Piano di Magadino um knapp 210 m. Damals reichte der Lago Maggiore noch bis gegen Sementina und Giubiasco, in der untersten Valle Maggia bis Solduno und Losone. An den Mündungen der Valle Morobbia, der V. di Sementina sowie weiter seeabwärts, bei den Austritten der V. Cannobina und der V. Veddasca, haben sich flache Schwemmfächer ausgebildet.

Im Holozän nahm der Lago Maggiore einen zusehends kleiner werdenden Teil der Magadino-Ebene ein. Ein nächsttieferer Seestand ist verschiedentlich um 207 m angedeutet. Zur Römerzeit reichte der Lacus Verbanus oder L. Stacionensis noch bis Quartino und gegen Cugnasco, wo der Flurname «Il Porto» SW des Dorfes auf einen früheren Hafen hindeutet, während die Landverbindung von Comum – Como – über den Ceneri nach Quartino und Bilitio – Bellinzona – führte. Dieses römische Seeniveau zeichnet sich in einer Terrasse um knapp 200 m ab, die sich bis gegen Cugnasco verfolgen läßt. Ebenso ist dieser Spiegelstand auf den Inseln von Brissago und an verschiedenen in den See geschütteten Schuttfächern zu erkennen.

Toce-aufwärts reichte die Borromäische Bucht noch bis Ornavasso. Bis ins 9. Jahrhundert war auch der Lago di Mergozzo mit dem Lago Maggiore verbunden. Dann wurde er durch die Schuttmassen von Strona und Toce abgetrennt (S. 511).

An Ufereinbrüchen seien jene von 1867 und 1885 erwähnt, bei denen Teile von Feriolo an der Toce-Mündung in den Fluten versanken.

Ein nächsttieferer Seestand ist um 197 m angedeutet. Auf der rechten Talseite reichte der See im Mittelalter noch bis gegen Riazzino, auf der linken bis Quartino-Castellaccio.

Fig. 221 Das 6 km² große Maggiadelta zwischen Locarno und Ascona. Seit dem Spätwürm führt der Fluß Schutt in den See, gegenwärtig rund 200000 m³/Jahr. Die ehemaligen Deltaarme lassen sich als Gebüschstreifen erkennen. Photo: P. Ammann, Ronco s/A. Aus: H. Altmann et al., 1970.

Besonders mit dem Durchbruch des Brenno durch die Büza di Biasca im Jahre 1512 wurde die Uferlinie rasch seewärts verschoben. Nach 1711 erfolgte die Mündung in die Bolette (194,3 m) NE von Magadino.

Ein noch tieferer Spiegel, wohl der heutige Hochwasserstand, hat sich auf gut 195 m ausgebildet. Dieser wird für die Zeitspanne von 1927–1972 mit 195,11 m, der Mittelwasserstand mit 193,39 m angegeben (A. Rima, 1975a).

Stärker als irgendein anderer alpiner Randsee war der Lago Maggiore – vor allem vor den Korrektionen – von gewaltigen Spiegelschwankungen betroffen. Diese sóllen im Jahre 1178 gegenüber dem Niedrigwasser 9,62 m und beim bedeutenden Hochwasser von 1868 noch 7,95 m (= 200,23 m) betragen haben, was die Marken in Gerra, Magadino und Locarno belegen (V. Clerici in C. Reale, 1910; A. Galli, 1937).

Mit der Tieferlegung der Seestände zur Landgewinnung in Mittelalter und Neuzeit, besonders aber mit dem Durchbruch der Büza di Biasca (S. 475), sind die Schuttfächer der Riviera und der Magadino-Ebene vom mäandrierenden Tessin angeschnitten worden.

In der Magadino-Ebene wurde der wild hin und her pendelnde und dabei sich aufspaltende Lauf des Tessins 1888–1895 begradigt (G. Martinoli, 1896), so daß sich im Mündungsgebiet von Tessin und Verzasca die Uferlinie weiter seewärts verschob, von 1850–1900 um rund 180 m.
Um 1850 (DK XIX, 1858) floß die Maggia in ihrem Deltabereich S von Solduno noch wild hin und her und spaltete sich in zwei Hauptäste auf, von denen der eine SE von Locarno mündete, der andere sich E von Ascona in den Lago Maggiore ergoß. Dabei fiederten beide in mehrere Rinnen auf, die sich bei den Saleggi noch deutlich abzeichnen. Die Schuttlieferung der Maggia beläuft sich auf rund 200000 m³/Jahr. 1858 (DK XIX) betrug die Distanz vom halbkreisförmig vorspringenden Delta nach dem Gambarogno, nach la Pioda, 1650 m, 1960 gegen S. Nazzaro-Stazione (LK 1312) nur noch 1550 m, wobei die Schuttlieferung seit der Kanalisierung der Maggia in den Jahren 1890–1907 vorab gegen SE erfolgte.
Bedeutende Hochwasser der Maggia sind aus den Jahren 1178, 1509, 1556, 1566, 1786, 1834, 1840, *1868*, 1900, 1924, 1926, 1928, 1951, 1965 (Rima, 1966) und 1978 bekannt geworden. Im August 1951 wurden durch Calancasca und Moesa große Areale überflutet. Beim Hochwasser vom August 1978, das neben der Mesolcina und dem Calanca-Tal besonders das Verzasca-, das Maggia-, das Onsernone-Tal und das Centovalli heimgesucht hat, ist die Maggia nach der Einmündung der Melezza mit einem Abfluß von 520 m³/sec. auf breiter Front bis 5 m über ihren Normalstand angeschwollen. Ihre Fluten verfrachteten – zusammen mit Tessin und Verzasca – immense Holzmassen in den Lago Maggiore, so daß die ganze Bucht von Locarno von Treibholz bedeckt war.
Am Lago Maggiore ereigneten sich nach dem 4. Oktober 1868 mit einem Pegelstand von 200,23 m, 1907 mit 197,21, 1928 mit 196,81 m und – nach einer weiteren Regulierung – 1951 mit 196, 605 m, 1968 mit 196,37 m und 1978 mit 196,12 m die bedeutendsten Hochwasser. Im September 1981 stieg der Pegel erneut bis auf 195,82 m.
Die niedrigsten Seestände mit 191,99 m und 192,04 m wurden 1922 und 1947 beobachtet (Rima, 1975; Hydrol. Jb. Schweiz, 1978).
1977 war für das Tessin das nässeste Jahr des Jahrhunderts. So wurde in Cámedo im Centovalli mit 4021 mm erstmals in einer schweizerischen Regenmeßstation eine Jahressumme von über 4 m gemessen. Im hydrologischen Jahr 1976/77 (Oktober 1976–September 1977) fielen dort 4495 mm und in den 12 Monaten September 1976–August 1977 gar 5106 mm Niederschlag. Werte von über 5 m sind bisher nur von den Hochgebirgstotalisatoren am Mönchsgrat (3810 m) und am Kranzberg (3180 m) bekannt, wo 1939/40 591 bzw. 575 cm Niederschlag registriert worden sind (A. Lemans, 1978).

Die Quartär-Füllung der Magadino-Ebene

Über die Quartär-Füllung der Magadino-Ebene, die aufgrund refraktions- und reflexionsseismischer sowie geoelektrischer Untersuchungen (C. M. Lerici in R. Bächlin et al., 1974k, in A. Spicher et al., 1981) im Profil Gaggiolo–Quartino bis auf –250 m, im Profil Cugnasco–Contone gar bis auf –350 m und im Profil Gudo–S. Antonino S des Felssporns in einer 1,5 km langen Rinne bis auf –250 m reicht, vermitteln auch eine Anzahl Bohrungen Auskunft (Fig. 222). Noch im frühen Spätwürm war die Magadino-Ebene von einem See von wechselnder Tiefe erfüllt. Dieser reichte über Bellinzona, wo er noch mehr als 100 m tief war, bis in die untere Riviera (S. 436).

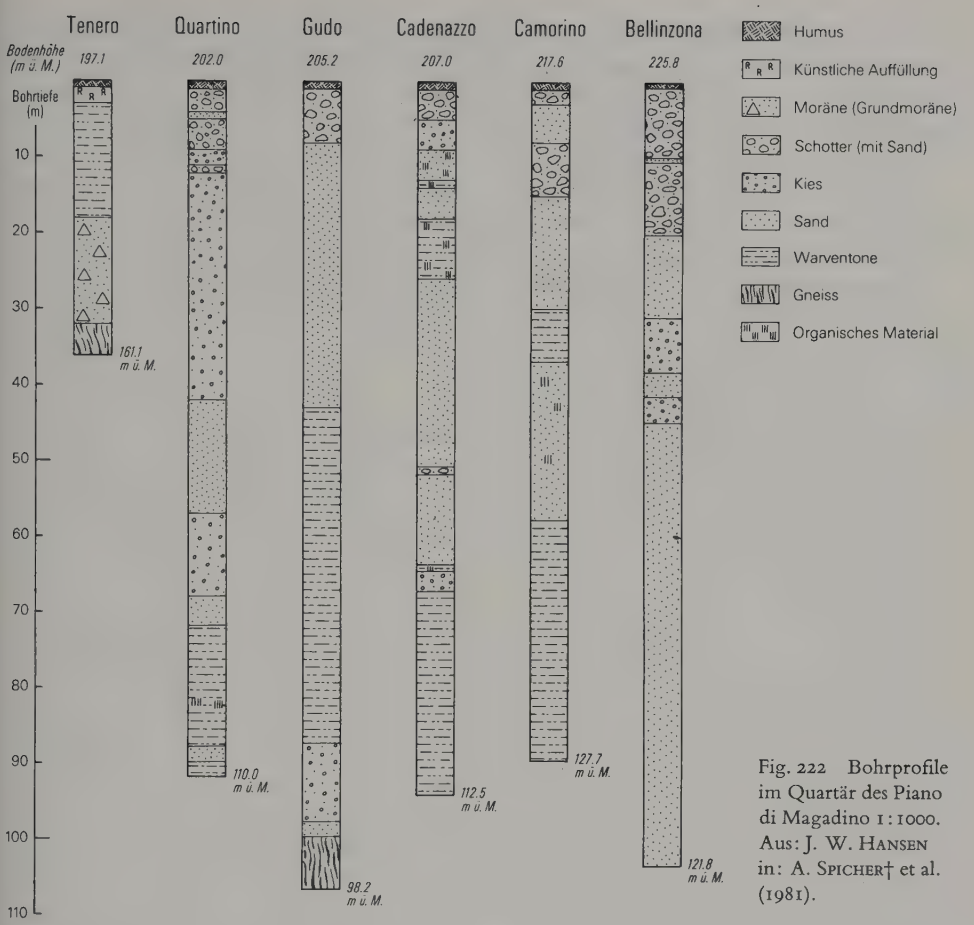


Fig. 222 Bohrprofile im Quartär des Piano di Magadino 1:1000. Aus: J. W. Hansen in: A. Spicher† et al. (1981).

Zur Vegetationsgeschichte des Ceneri-Gebietes und des Lago Maggiore

Bereits P. Keller (1930, 1931) hat im Stirngebiet des Tessin- und von E zufließenden Adda-Gletschers eine Reihe von Pollenprofilen untersucht und damit erste Ergebnisse zur spät- und nacheiszeitlichen Waldgeschichte gewonnen.

In den Flachmooren des *Monte Ceneri* hat Keller (1930) in einem bis 0,94 m hinabreichenden Seggen-Torf in 560 m Höhe die Eichenmischwald-Zeit mit einem bis auf 63% angestiegenen Gipfel nachgewiesen.

Bei *Moscia* (407 m) W von Ascona konnte Keller (1930) in einem von Buschwald umgebenen Flachmoor die Föhrenzeit nachweisen mit 50–56% *Pinus* bei einem Eichenmischwald-Anteil von 15% mit 9% *Quercus*. Auch *Picea* und *Abies* sind mit 11 bzw. 9% bereits eingewandert. *Alnus* und *Betula* verbleiben beide unter 10%. Im Unterholz sind *Corylus* und *Salix* vertreten. In der beginnenden Eichenmischwald-Zeit übertrifft *Corylus* alle Baumpollen. Hernach gipfelt die Eichenmischwald-Kurve mit 51%, fällt aber wieder auf 40% zurück. Wie im südlichen Tessin breitet sich auch die Erle vermehrt aus. Mit dem Eichenmischwald-Maximum wandert *Fagus*, etwas später *Castanea* ein, die bis 13% ansteigt.

Zwischen *Losone* und *Arcegno* liegen zwischen den Rundhöckern mehrere kleine Moore. In dem in der Eichenmischwald-Zeit entstandenen Moor (390 m) E der Maia hat KELLER in einer Tiefe von 1,3 m in einer Gyttja den Abfall der *Corylus*-Kurve festgestellt. Zugleich ist damals die Buche eingewandert. *Alnus* steigt langsam bis auf 26% an, während die Eichenmischwald-Kurve mit 19–31% *Quercus*, 11–24% *Tilia* und 7–13% *Ulmus* langsam abfällt. In dem in 0,8 m Tiefe beginnenden Seggen-Torf setzt *Castanea* ein, die bei einem Eichenmischwald-Anteil von 39%, bis auf 20% ansteigt.
Das dort von H. ZOLLER (1960) abgeteufte Profil reicht ebenfalls nicht tiefer. Die untersten 10 cm belegen die Erlen-Eichenmischwald-Zeit mit hohen *Tilia*-Werten; *Fraxinus* ist etwas seltener, *Ulmus* etwas häufiger. Wie am Origlio-See sind *Abies* und *Fagus* in geringen %-Werten zugegen. Ebenso dominiert *Alnus* stets über *Quercus; Frangula* tritt bereits regelmäßig auf.
Bei 1,15 m fällt die Linde stark zurück; *Carpinus* wird häufiger. *Quercus* dominiert; *Acer*, *Ulmus* und *Tilia* werden seltener, was sich auch am Origlio-See zeigt.
Kultur-Einflüsse zeichnen sich erst nach dem Rückgang von *Tilia* und der Einwanderung von *Carpinus* ab. Wiederum steigen die Werte der Krautpollen und der *Pteridium*-Sporen an, und *Calluna* hält als Kurve durch. In 1 m Tiefe, in der Bronzezeit, um 1000 v. Chr., setzen Funde von Getreide-Typen und *Plantago lanceolata* ein; *Centaurea cyanus* reicht bis 80 cm.
In 70 cm setzt die Kastanien-Phase ein. Eine ^{14}C-Datierung im ersten *Castanea*-Maximum ergab 530 n. Chr., so daß in spätrömischer Zeit auch am Lago Maggiore ausgedehnte Kastanien-Selven das Kulturland bedeckt haben. Die Getreide-Werte bleiben nach kurzem Anstieg, wie die übrigen Kulturzeiger, gering.
Im Profil vom Origlio-See zeichnet sich nach dem Abschmelzen des Eises vom Melide-Stadium zunächst (von 7,8–7,7 m) bei minimaler Pollenfrequenz und wenig Krautpollen-Typen durch Ferntransport von *Pinus*-Pollen aus Wäldern der südlichen Po-Ebene eine waldlose Zeit ab (ZOLLER, 1960; G. LANG, 1962; ZOLLER & KLEIBER, 1967, 1971). Von 7,6 m – 6,0 m stellen sich erste Pionierpflanzen ein: *Artemisia*, *Rumex/Oxyria*-Typ, Chenopodiaceen, *Thalictrum*, Rosaceen, Umbelliferen, *Plantago alpina*, Rubiaceen, zungenblütige Compositen. Zu diesen Silikatschutt-Besiedlern gesellen sich – wohl auf Gneisfelsen – *Ephedra* sowie *Botrychium lunaria* – Mondraute – und *Epilobium* – Weidenröschen. Bereits stellen sich Sanddorn-Gebüsche und Zwergweiden ein. Dann steigt die Pollenfrequenz rapid an; die Nichtbaumpollen-Typen nehmen zu. Auch im regelmäßigen Auftreten von *Betula* zeichnet sich die Klimabesserung ab: Der Wald ist näher gerückt.
Nach einem ersten Optimum (7,6–7,3 m) wird die Pionierphase wieder artenärmer; in 5,9 m Tiefe bricht sie jäh ab. Die Vegetation verarmt; wiederum überwiegen Baumpollen des Fernfluges. Nach diesem Klimarückschlag, in dem der Tessin-Gletscher wieder bis Biasca vorgestoßen ist, setzt die endgültige Vegetationsbesiedlung ein. Die Pflanzendecke schließt sich zusammen. Dies äußert sich im Anstieg der Pollenfrequenz, in hohen *Salix*-Werten und vielen Nichtbaumpollen-Typen. Die Zunahme von *Betula* verrät das abermalige Heranrücken der Waldgrenze.
Nach kurzer, geschlossener Krautvegetation erscheinen am Origlio-See im Bölling-Interstadial die ersten Waldbäume. Erstmals dominiert *Betula*, zugleich erreicht *Hippophaë* höchste Werte. *Ephedra* verschwindet; die Krautpollen treten zurück; die Pollenfrequenz steigt kräftig an.
Damit erfolgt die Wiederbewaldung S der Alpen analog wie auf der N-Seite. Ein ^{14}C-

Datum am Übergang von Ton zu Tongyttja (in 4,8 m) liegt um 10000 v. Chr. Nach schwacher Birken-Vormacht dominiert wiederum *Pinus*, die nun – aufgrund von Nadelresten – am See hochkommt. Neben *P. silvestris/mugo* erreicht auch *P. cembra* hohe Werte. Die Wälder sind noch parkartig offen. Die Krautpollen bewegen sich zwischen 45 und 28%.

Nach einer ersten Ausbreitung der Waldbäume erfolgt ein erneuter Klimarückschlag: die Ältere Dryaszeit. Die Wälder lichten sich; die Birke dehnt sich wieder aus. Die Krautpollen steigen an, besonders die von lichtliebenden Arten: *Ephedra*, *Filipendula*, *Fumana* – Heideröschen, *Bupleurum* – Hasenohr, *Pinguicula* – Fettblatt und *Botrychium*.

Nach diesem zweiten Rückschlag entfalten sich im Alleröd geschlossene Föhrenwälder wohl vorwiegend mit *P. silvestris*.

In 4 m hat sich die Birke erneut ausgebreitet. Zugleich haben sich die Wälder wieder gelichtet. Die Anteile der Nichtbaumpollen haben sich verdoppelt, vorab jene der Chenopodiaceen, Rosaceen, Umbelliferen und der zungenblütigen Compositen, was den letzten spätwürmzeitlichen Klima-Rückschlag, die Jüngere Dryaszeit, belegt.

Im frühen Präboreal treten die Laubhölzer stärker hervor: *Ostrya*, *Quercus* und *Acer*, dann auch *Alnus*, deren Anteil, wie jener des Eichenmischwaldes, 5–10% erreicht. Später erscheinen *Tilia*, *Ulmus* und *Fraxinus*.

Wegen einer Sedimentationslücke, wohl eine subaquatische Rutschung, konnte Zoller die Ausbreitung der mesothermen Waldbäume nicht verfolgen.

In der Folge zeichnen sich stets hohe Anteile an *Alnus* und reichlich *Frangula* – Faulbaum – ab, wohl vorwiegend als lokaler Niederschlag der Bruchwälder um den See.

In 3,5 m Tiefe fällt *Tilia* stark zurück. *Fraxinus* wird seltener, und *Acer* setzt ganz aus. Die Eiche dominiert; *Carpinus* stellt sich ein. In 2,3 m setzt *Castanea* mächtig ein, so daß die natürlichen Entwicklungstendenzen sich kaum erkennen lassen. In den Dolomitgebieten breitet sich *Ostrya* stark aus (W. Lüdi, 1944). Wie weit sie vom Menschen gefördert worden ist, läßt sich schwer abschätzen.

Obwohl Getreide-Pollen und *Vitis* schon in 3,7 m Tiefe, um 2750 v. Chr. auftreten, ist damit neolithischer Ackerbau nicht mit Sicherheit nachgewiesen. Aufgrund der Gipfel von *Plantago lanceolata* – Spitzwegerich – und *Calluna* – Besenheide – schließt Zoller (1960) gleichwohl, daß um 2700–2500 v. Chr. seßhafte Bauern am Origlio-See Kulturflächen angelegt haben.

Wichtige Hinweise zeichnen sich in 3 m Tiefe, um etwa 1500 v. Chr., ab. Zunahme der Krautpollen-Werte, zusammenhängende *Calluna*-Kurve, stetes Vorkommen von Getreide-Pollentypen mit Ackerunkräutern wie *Polygonum aviculare* – Vogel-Knöterich – und *Convolvulus arvensis* – Acker-Winde, häufigeres Auftreten von *Plantago lanceolata*, sprunghafter Anstieg von *Pteridium* – Adlerfarn – und Abfall der Gehölz-Pollen von über 80 auf 50–60% weisen auf Viehzucht und Ackerbau treibende Stämme hin.

An den Rändern dieser ältesten Ackerbau-Kulturen entwickelten sich Hecken mit *Corylus* und *Cornus mas* – Kornelkirsche. Die Rosaceen-Maxima sind als Einwehungen von *Prunus*-, *Pyrus*-, *Crataegus*- und *Sorbus*-Arten zu deuten. Dann, in 90 cm Tiefe, zeichnet sich ein *Betula*-Gipfel ab. Zugleich nehmen *Corylus* und *Calluna* ab, und die Rosaceen fallen stark zurück: Die Äcker wurden aufgegeben und die Hecken vom Birken-Wald überwuchert. In einer späteren Brand-Rodung wurden die Birken zerstört, neue Getreidefelder angelegt, die nun auch durch *Centaurea cyanus* – Kornblume – belegt werden. Auch die Hecken-Bildung vollzieht sich erneut; die erhöhten Werte von *Rumex*, Umbelliferen und Compositen deuten auf wiesenartige Gesellschaften.

Auf *Gola di Lago* (970 m) N von Tesserete fanden Zoller & Kleiber in 4,4 m Tiefe in einem Glazialton einen Gramineen-Cyperaceen-Abschnitt. Strauchpollen fehlen, und die Pollenfrequenz ist minimal. In der folgenden sandigen Tongyttja, einer kräuterreichen *Pinus*-Phase, steigt *Pinus silvestris/mugo* bis auf 59% an; unter den Nichtbaumpollen dominieren Gramineen und *Artemisia*. Da Großreste weiterhin fehlen, dürfte der Wald die Gola di Lago noch nicht erreicht haben. Dann fällt *Pinus* zurück, und *Betula* dominiert, wobei sie bis auf 33% ansteigt.

Nach einer Sandschüttung nimmt die Pollenfrequenz sprunghaft zu. Erste Wasserpflanzen stellen sich ein. Die Krautpollen-Werte verdoppeln sich; *Artemisia* erreicht gar 34%, auch die Typenzahl wächst. Die zunächst lockere Pionier-Vegetation verdichtet sich zu artenreichen *Artemisia*-Ampfer- und dichten Grasfluren. Der erhöhte Strauchpollen-Anteil und die Zunahme der *Betula*-Werte sowie Funde von Spaltöffnungen von *Pinus* und *Larix* sprechen für das Ankommen erster Gehölze. Eine ^{14}C-Datierung ergab 12610 ± 200 v. h. = 10660 v. Chr., Bölling-Interstadial.

Nach regressiven Tendenzen der Vegetationsentwicklung um 10380 v. Chr. wird *Betula* mit maximal 43% dominant und leitet die Gehölz-Vegetation ein; später herrscht *Pinus* mit maximal 36% vor. Regelmäßig treten *P. cembra*, *Juniperus* und *Salix*, *Artemisia*, Gramineen und *Rumex/Oxyria* auf. An Wasserpflanzen erscheinen: *Myriophyllum*, *Sparganium*, selten *Isoëtes tenella* – Brachsenkraut – und *Potamogeton* – Laichkraut – sowie Characeen-Oogonien. Dann steigt die *Pinus*-Kurve erneut an und erreicht im Baumpollen-armen *Pinus-Betula*-Abschnitt maximal 63%. Die Tongyttja geht in reine Gyttja über. Häufige Spaltöffnungen von *Pinus* belegen, daß der *Pinus*-Gürtel das Gebiet der Gola di Lago erreicht hat. Die wiederholte Zunahme der Strauch- und Krautpollen, vorab von *Rumex/Oxyria* und *Artemisia*, deutet darauf hin, daß sich die *Pinus*-Wälder noch zweimal gelichtet haben; wahrscheinlich lag die Baumgrenze um 1000 m.

In der *Pinus*-Eichenmischwald-Phase dominiert *P. silvestris/mugo* mit 45–58%; *P. cembra* erreicht 4%. *Quercus* bewegt sich um 10%. *Betula* fällt stark zurück; *Corylus* steigt auf 8% an. Erstmals tritt *Abies* auf, die, wie *Pinus* und *Larix*, durch Großreste gesichert ist. Die Farne steigen in 3,2 m bis auf 10,5% und fallen dann leicht zurück; die Gramineen bewegen sich um 4%. Unter den Wasserpflanzen tritt erstmals *Nymphaea* auf.

Im *Pinus-Corylus*-Eichenmischwald mit *Alnus* und *Abies* bewegt sich *P. silvestris/mugo* um 20, *Corylus* um 18 und steigt auf fast 25% an; die Eichenmischwald-Werte liegen um 10, maximal um 15%, *Alnus* bewegt sich um 10%, wird später mit über 28% kurzfristig dominant; *Abies* erreicht gut 12%. Unter den Nichtbaumpollen, deren Typenzahl weiter gewachsen ist, herrschen zunächst die Gramineen, dann die Farne und erneut die Gramineen vor. Das Auftreten des subatlantischen *Ilex* – Stechlaub – und der erste *Fagus*-Vorstoß weisen auf ein feuchteres Klima hin.

In der *Abies-Alnus*-Eichenmischwald-*Corylus*-Phase wechseln *Abies* und *Alnus* mit je rund 18% in der Vorherrschaft, gefolgt von *Corylus* mit 17%. Sie haben die *Pinus*-Arten weitgehend verdrängt. Daß *Abies* weite Bereiche der montanen Stufe eingenommen hat, wird durch Holz- und Nadelfunde bestätigt. Im Eichenmischwald sind *Quercus* und *Tilia* gut vertreten.

Mit steilem Anstieg wird *Abies* in der Zeit der Buchen-Ausbreitung mit maximal 34% dominant, *Alnus* subdominant. *Corylus*, Eichenmischwald und *Pinus* fallen zurück. Gramineen und Cyperaceen erreichen zusammen um 5,5%.

In der *Alnus-Fagus*-Eichenmischwald-*Abies*-Zeit steigt *Alnus* kurz auf über 52% an. *Abies* büßt Areal ein, bleibt aber subdominant. Stetes Vorkommen von *Ilex* bekundet,

daß das Klima ozeanisch gewesen ist. Das Wiedereinsetzen von *Rumex*, Chenopodiaceen, *Thalictrum* und *Plantago*, das Auftreten von Steinkernen von *Rubus idaeus* – Himbeere, Lärchen-Spaltöffnungen, *Abies*- und *Alnus*-Holzkohle und sinkende *Alnus*-Werte deuten auf Rodungen hin, die vorab den Erlen-Beständen zugesetzt haben.
Der Beginn des kulturzeitlichen Abschnittes ist durch einschneidende Veränderungen im Pollenprofil gekennzeichnet: sprunghafter Anstieg der Gramineen und wenig später der Cyperaceen, das Einsetzen einer Getreide-Kurve, erste Funde von Acker-Unkräutern, Rosaceen-Maximum, Zunahme der Nichtbaumpollen-Typenzahl.
In der ältesten Rodungsphase, in der erstmals Getreide-Pollen auftreten, fehlen – wie am Origlio-See und bei Losone (Zoller, 1960) – *Castanea* und *Juglans*. Mit ihrem Aufkommen tritt der Getreidebau zurück. Dann nehmen die Kultur-Einflüsse ab. In der montanen Stufe vermochten sich die Buchen-Wälder nochmals zu schließen.
In einer zweiten Rodungsphase wurden die *Fagus*- und die restlichen *Alnus*-Bestände dezimiert. Damit war wohl der nahezu waldfreie Zustand erreicht, der zu vermehrter Erosion und zur Ansiedlung von Grünerlen geführt hat.
Nach der Zerstörung der Buchen-Wälder entfaltet sich *Juglans*. Diese landwirtschaftliche Blütezeit mit Getreide- und Buchweizen-Kultur ist in den höchsten Horizonten durch Birken-Vormacht und lichte Folge-Gebüsche überprägt.

Zur ersten Besiedlung der Gebiete am Lago Maggiore und um die Magadino-Ebene

Neben den jüngst bei Mergozzo entdeckten Resten aus dem ausgehenden Neolithikum (A. de Giuli, 1980) sind vom westlichen Lago Maggiore, von Fondotoce und Intra, Steingeräte, von Vignone mittelbronzezeitliche Felszeichnungen und von den Sonnenterrassen von Miazzina und Premeno Keramik der Endbronzezeit, der Canegrate-Kultur, bekannt geworden (R. Fumagalli, 1970).
Von Lagozza di Besnate 12 km S des Lago di Varese sind Kulturen des mittleren Neolithikums belegt mit *Triticum vulgare* und *Linum angustifolia*. Auch von Virginia, dem Inselchen nahe dem W-Ufer des Lago di Varese, stammen reiche neolithische Pfahlbau-Funde.
Reiche Funde – Situlen, Gefäße, Kelche, Fibeln, Anhänger, Perlen der Golasecca-Kultur aus dem 6. vorchristlichen Jahrhundert – konnten in den Gräberfeldern vom S-Ende des Lago Maggiore, von Sesto Calende, Golasecca und von Castelletto sopra Ticino geborgen werden. Ebenso sind bei Ameno über dem südöstlichen Lago d'Orta und jüngst in Manegra und Miazzina Reste der Golasecca-Kultur gefunden worden (L. Pauli, 1971; R. Peroni et al., 1975; R. de Marinis, 1975; A. de Giuli & P. Caramelli, 1979).
Am oberen Lago Maggiore zählen Ronco und Ascona zu den ältesten Siedlungen. Funde stammen aus der Bronze- und aus der Eisenzeit (M. Primas, 1970; W. E. Stöckli, 1975). Von Brisino bei Stresa sind gallische Inschriften bekannt geworden (De Giuli, 1978). Nach den Ligurern, Etruskern und Galliern setzten sich im 3. Jahrhundert v. Chr. die Römer am See fest. Am NW-Ufer des Verbanus ist seither eine kontinuierliche Besiedlung nachgewiesen. Dabei ist Muralto mit römischem Siedlungszentrum, frühmittelalterlicher Klostergründung und erster Erwähnung 879 (?) sogar älter als Locornum – Locarno, der römische Garnisonsplatz am nördlichen Seeufer. Die Gräber von Solduno, Locarno-Muralto und Minusio stammen aus dem 1. Jahrhundert n. Chr. (Ch. Simonett, 1941). Auch Cannobium – Cannobio – und Cánnero sind von Römern besiedelt ge-

wesen. Über Gurro, wo ein römisches Gräberfeld entdeckt worden ist (F. Ponti, 1896), bestand schon damals eine Verbindung über den Sattel von Fínero nach Malesco in die Valle Vigezzo, durch die eine weitere von Locarno durchs Centovalli existierte (S. 501). Auch im westlichen Teil des L. Maggiore und in den bei Intra mündenden Seitentälern sind zahlreiche römische Reste gefunden worden (Ponti, 1896; C. Müller, 1913). Ein Altarstein von Intra stammt aus dem 1. Jahrhundert. Überreste einer auf einer römischen Ruine erbauten Kirche reichen ins 9. Jahrhundert zurück; S. Remigio wird 1133 erstmals erwähnt. Auch die romanische Kirche zu S. Giovanni am Mont'Orfano reicht bis ins 12. Jahrhundert zurück.

Stresa wurde als Strixia von den Römern gegründet und 998 als Besitztum des Bischofs von Tortona erstmals erwähnt. Der Kirchturm von Levo oberhalb von Stresa wurde um 1000 erbaut. Das Baptisterium von Baveno' geht auf das 6. Jahrhundert zurück.

Von den drei Borromäischen Inseln tritt die Isola Madre schon 946, die Isola dei Pescatori im 11. und die Isola Bella im 12. Jahrhundert auf. Der romanische Campanile von Madonna di Campagna in Verbania reicht, wie jener von Massino-Visconti über dem südwestlichen See, ins 11. Jahrhundert zurück (S. Obermeier, 1972, 1977).

Arona am südlichen Seearm ist schon von Galliern und später von den Römern besiedelt gewesen, was ein Lapidarium belegt. Im Mittelalter blühte Arona erneut auf, nachdem Benediktiner 979 dort ein Kloster gegründet hatten. Von Sesto Calende, Castelletto und Borgo Ticino sind ebenfalls römische Gräber bekannt geworden.

Das gegenüber von Arona gelegene Angera – Vicus Sebuines – wurde von den Römern zum befestigten Handelshafen ausgebaut. Gegen Ende des 5. Jahrhunderts drangen Burgunder, im 6. auch Langobarden bis an den See vor.

Bei Laveno begegneten sich Römer und Kimbern in einer Schlacht. S. Catarina del Sasso SW von Reno reicht bis ins 12. Jahrhundert zurück. Das auf dem Schuttfächer der Tresa gelegene Luvinum – Luino – ist von den Römern zu einem Militärlager ausgebaut worden. Der Campanile zu S. Pietro stammt aus dem 13. Jahrhundert. Von Bédero ist eine romanische Kirche aus dem 10. Jahrhundert bekannt. Die nahe dem gegenüber gelegenen Ufer auf flachen Rundhöckern erbauten Wasserburgen gehen auf das 12. Jahrhundert zurück. Die in der unteren Valle Veddasca hoch über dem Torrente Giona auf Stauterrassenresten gelegenen Dörfer sind von Maccagno, einer der ältesten Siedlungen am E-Ufer, besiedelt worden.

Die schon 1505 erwähnte Kirche von Indémini belegt – zusammen mit der St. Anna-Kapelle im 1342 m hohen Sattel zwischen Monte Gambarogno und Paglione – einen Übergang von Vira in die oberste V. Veddasca. Von Vira, einem alten Siedlungszentrum mit Seehafen und frühmittelalterlicher Kirche, ist ein Findling mit etruskischen Schriftzeichen bekannt geworden. S. Abbondio wird 1264 erstmals erwähnt. Im Mittelalter war das gegenübergelegene Ascona ein bewehrter Marktflecken. Von der später von den Eidgenossen geschleiften Befestigung zeugt eine romanische Kapelle mit Fresken aus dem 12. Jahrhundert. 1264 wird die Kirche erwähnt; jene von Losone ist seit 1243 urkundlich belegt. Arcegno, noch heute von Wald umgeben, reicht bis in die Mitte des 14., Ronco bis ins 15. und Brissago gar bis ins 13. Jahrhundert zurück (B. Anderes in A. A. Schmid ed., 1976, 1980).

Das Gebiet von Bellinzona war – aufgrund der Funde in Arbedo-Castione, Cerinasca, Molinazzo und Claro – schon in der späten Bronzezeit besiedelt. Aus der Hallstatt-Zeit liegen Reste vor von Arbedo, Claro, Gorduno, Giubiasco, Pianezzo, S. Antonino, aus der Latène-Zeit von Bellinzona und Giubiasco (M. Primas, 1970, 1972, 1974a, b).

Fig. 223 Bellinzona mit den auf Rundhöckern errichteten Burgen im 17. Jahrhundert. Bereits das römische Bilitio besaß ein castrum, wohl das spätere Castel S. Michele (3). Dieses, heute das Castel Grande, wurde 1506 von der Tagsatzung in Brunnen Uri zugesprochen. Auf dem mittleren Rundhöcker das 1340 erwähnte Castel Montebello, das Castel S. Martino (2), das Schwyz zuerkannt wurde, und links, am Berghang, das erst nach der Schlacht von Giornico (1478) erbaute Castel Santa Barbara, das Castel Sasso Corbano, heute das Castello Unterwalden (1). Schweiz. Landesbibliothek, Bern. Aus: H. P. Nething, 1976.

Zur Zeit der Römer Herrschaft, unter den Franken, den deutschen Kaisern und den Eidgenossen nahm Bilitio – Bellinzona – an der Gabelung der Verkehrswege zum Lago Maggiore und zum Luganer See sowie am Ausgang des gangbarsten Überganges zum Comer See, des Jorio-Passes (2014 m), stets eine Schlüsselstellung ein. Die dort aus der Ebene aufragenden Rundhöcker wurden schon früh befestigt. Im Zusammenhang mit Kämpfen der Franken gegen die Langobarden wird Bellinzona als Belitionis castrum 590 von Gregor von Tours erwähnt (B. Anderes in Schmid ed., 1976; 1980; Fig. 223). Reiche römische Reste stammen auch von Sementina.
Am Rande der Magadino-Ebene wurde in Contone 1104 eine Kirche gegründet. In S. Antonino ist der aus dem 12. Jahrhundert stammende Turm noch erhalten. Die Kirche von Cugnasco wird ins 15. und die in einem hallstattzeitlichen Siedlungsgebiet gelegene Kapelle von Gudo-Progero ins 12.–13. Jahrhundert gestellt. Giubiasco dagegen wird bereits 929 erwähnt (Anderes in Schmid ed., 1976; 1980).

Morobbia-, Arbedo- und Traversagna-Gletscher im Spätwürm

Markante spätwürmzeitliche Seitenmoränen liegen über der Mündung der *Val Morobbia*. Sie lassen sich auf der rechten Talseite von Melirolo und von der Mündung des Valmaggina-Eises bis an den Ausgang der Val Morobbia, bis Loro, verfolgen. Bei Pianezzo spalten sie sich in mehrere Staffeln auf. Ein späterer Vorstoß zeichnet sich an der Mündung der Valmaggina in Wällen zwischen 950 und 800 m ab. Bei Carena und Carmena wurde Stauschutt abgelagert. Eine markante rechte Ufermoräne, begleitet von einer

Fig. 224 Der würmzeitliche Firnsattel Passo S. Jorio–Bocchetta di Summafiume zwischen Valle Morobbia (Tessin) und Valle S. Jorio/Valle d'Albano (Italien). Im Hintergrund der Camoghè.

Fig. 225 Hakenwurf in den Gneisen auf dem E-Grat des Corno di Gésero S von Roveredo GR.
Im Mittelgrund die Sackungen in die Val d'Albionasca.

Fig. 226 Die bei Roveredo (unten, Mitte) in die Mesolcina mündende Val Traversagna mit absteigenden Seitenmoränen. Das Zungenbecken wurde von einem Schuttfächer zugeschüttet. Im Talschluß die Marmontana und gegen die Val Grono (links) die Cima della Stagn.
Photo: Militärflugdienst Dübendorf.

Schmelzwasserrinne, fällt W von Vellano gegen Pianezzo ab. In Stirnnähe spaltet sie sich in einzelne Staffeln auf, die in der Schlucht auf Zungenenden zwischen 300 und 400 m hindeuten. Einen letzten Zuschuß erhielt der Morobbia-Gletscher vom Camoghè (2228 m) über die Sättel der Alpe Caneggio. Im nächsten Klimarückschlag trafen Valletta- und Jorio-Arm bei Monti di Ruscada nochmals zusammen und stirnten um 900 m (Hantke in R. Bächlin et al., 1974k, in A. Spicher et al., 1981; Fig. 224).
In einem spätwürmzeitlichen Vorstoß reichte die Zunge vom Passo S. Jorio bis 1750 m, jene auf der NE-Seite des Mottone di Giumello bis 1600 m, jene vom Mottó della Tappa bis gegen 1500 m. E des Camoghè hing ein Gletscher bis 1400 m herab.
In der *Valle d'Arbedo* reichte das Eis vom Corno di Gésero (2227 m) im Biasca-Stadium bis 730 m. Eine Stirnmoräne dämmt – mit den 1928 niedergefahrenen Sturzmassen vom Motto d'Arbino – den Laghetto d'Orbello ab. Im nächsten Vorstoß endete der Gletscher um 1000 m. Moränen auf Alpe di Gésero und in der Valle del Buco bekunden noch im späteren Spätwürm bis 1700 m bzw. bis 1600 m abgestiegene Zungen.

Die in die Mesolcina austretenden Wälle des *Traversagna-Gletschers* (P. Knoblauch et al. 1939k) sind, aufgrund der klimatischen Schneegrenze um 1550 m, dem Biasca-Stadium zuzuordnen (Fig. 226). Auch Mesolcina- und Calancasca-Gletscher stießen bis Grono vor. Beim weiteren Rückschmelzen wurden die einzelnen Arme des Traversagna-Gletschers aus den Quelltälern selbständig. Im jüngeren Spätwürm endeten sie N der Marmontana-Kette: auf Alpe d'Albionasca auf 1500 m, auf A. di Rescignaga auf 1600 m, auf A. di Roggoasca auf 1350 m. Aus den Gleichgewichtslagen ergibt sich eine Schneegrenze um 1950 m. Dies deckt sich mit jener, die sich aus der vom Passo di Jorio in die oberste V. Morobbia herabhängenden Eiszunge ergibt (Fig. 224).

Die spätglazialen Vorstöße des Tessin-Gletschers

Das Erkennen spätwürmzeitlicher Wiedervorstöße ist im Tessin mannigfach erschwert: Steile Hängegletscher verwischen im Stirnbereich der Talgletscher deren Ufermoränen. In geklüfteten Gneisen oder parallel zum Streichen eingetieften Tälern haben steil abfallende Wände kein Ablagern von Seitenmoränen erlaubt; Talhänge und -böden wurden von Sturzmassen und Schuttkegeln überdeckt. Bei steilem Einfallen der Strukturen bildeten sich Sackungen, aktive Rutschungen und Bodenfließen, die frühere Eisstände überprägten. In den Stirnbereichen wurden Endmoränen von Alluvionen eingedeckt.
Moränen und Rundhöcker auf dem Sporn zwischen Mesolcina- und Tessin-Gletscher belegen N von Castione Eishöhen von gut 1400 m bis 1250 m, eine tiefere um 850 m (A. Codoni in Bächlin et al., 1974k). Die höchste dürfte dem Würm-Maximum, jene um 1250m dem Stadium von Sesto Calende/Parè–Uggiate, die tiefere demjenigen von Ispra/Melide entsprechen. Der S von Bellinzona bis auf 850 m reichende Tessin-Gletscher erhielt noch damals einen Zuschuß vom Pizzo di Corgella (1708 m). Aus der Gleichgewichtslage um 1100 m ergibt sich eine klimatische Schneegrenze von 1250 m.
Im nächsten, dem Veltliner Stadium des Adda-Gletschers, erreichten – durch Seitenmoränen dokumentiert – Morobbia- und Corgella-Gletscher in schmalen Zungen das Tessin-Eis erst um 500 m, später um 420 m. Die Kastell-Hügel von Bellinzona wurden noch überschliffen. Eine Transfluenz über den Ceneri (554 m) unterblieb. Ufermoränenreste lassen sich beidseits der Flanken der östlichen *Magadino-Ebene* erkennen: auf der N-Seite im Wall von Bugaro, auf der S-Seite in den beiden gegen Quartino absteigenden Wällen. Sie deuten auf ein Zungenende vor der Mündung der Valle Verzasca hin. Moränen eines internen Stadiums lösen sich bei Cadenazzo und bei Cugnasco vom Talhang und steigen gegen die Magadino-Ebene ab.
Am SW-exponierten Hang der unteren Leventina zeichnen sich bei Cavagnago und bei Sóbrio Wallreste, zwischen Bidesco und Conzanengo Moränenterrassen und an der Mündung der Val Blenio um 900 m Mittelmoränen dieser Stände ab. Damals erhielt der Tessin-Gletscher vom Matro (2173 m) noch einen Zuschuß durch die Vallone.
Auch aus der Valle di Gorduno und aus der V. di Sementina erhielt der Tessin-Gletscher noch Zuschüsse. An der Mündung der V. di Gorduno haben sich auf 800 m, auf 700 m, zwischen 500 und 550 m und auf 360 m Rundhöcker ausgebildet, die wohl verschiedene Eisstände belegen. Der Rundhöcker von S. Carpoforo N von Gorduno bekundet mit demjenigen des Castello d'Uri in Bellinzona, daß auch die von Alluvionen eingedeckte Felssohle deutlich reliefiert ist. Der Cugnasco-Gletscher endete hinter dem Dorf auf 220 m, der Trodo-Gletscher in der Schlucht S von Quartino. Eine interne Staffel ver-

Fig. 227 Die stirnnahe rechte Seitenmoräne des Tessin-Gletschers des Biasca-Stadiums bei Ponte d'Iragna W von Biasca.

läuft von der Mündung von Morobbia- und Corgella-Gletscher gegen S. Antonino. Das Zungenende dürfte etwa zwischen Cadenazzo und Gudo gelegen haben, wo ein interner Wall absteigt. Damit stimmt auch die Felsoberfläche unter der Magadino-Ebene überein, die zwischen Contone und Cugnasco ein über 360 m und N von S. Antonino ein über 250 m tiefes Becken bildet. Dazwischen steigt die Felssohle um 40–50 m, vor dem Becken des Lago Maggiore gar um 120 m an (C. M. Lerici in Bächlin et al., 1974 K, in Spicher et al., 1981). Für die Auffüllung der Magadino-Ebene ergibt sich seit dem Abschmelzen des Tessin-Eises eine jährliche Rate von rund 2 cm.

Vom M. Támaro stiegen kleine Gletscherzungen noch bis tief ins Spätwürm in die steil gegen NW, NE, E und SE abfallenden Täler ab, was heute durch von Schneehalden genährte Moränen dokumentiert wird. Auch in der N-Flanke des M. Gambarogno (1734 m) saßen noch lange kleine Gletscher.

Bis ins Stadium von Cugnasco erhielt der Tessin-Gletscher bei Claro einen Zuschuß aus der *Valle del Molino*, was E des Monasterio di Sta. Maria durch eine rechtsufrige und S des Tales durch eine bis auf 580 m absteigende linke Seitenmoräne belegt wird. Dann stellt sich – weiter gegen S – ein linker Ufermoränenrest des Tessin-Gletschers ein.

In den Seitentälern der Riviera stießen noch im Stadium von Biasca Eiszungen bis in die Talsohle vor. In der *Valle di Cresciano* und in der *V. di Osogna* vereinigten sich die Zungen der Talschlüsse zu bis 1600 m abgestiegenen Seitengletschern.

In der Riviera fällt eine ausgeprägte talparallele Klüftung auf; die steilen Flanken wurden vom Eis rundhöckerartig überschliffen. Auch die Leventina zeichnet sich neben prachtvollen Gletscherschliffen – besonders um Sóbrio – durch talparallele Klüfte aus, die dort mehrere kleinere Sackungen auslösten.

1868 brach ein Felssturz nieder und zerstörte einen Teil von Bodio. Offene Klüfte lassen weitere Stürze befürchten.

Stirnnahe Seitenmoränen fallen bei Piretta W von Biasca von 430 m gegen den Talboden ab. Sie bekunden ein Zungenende bei *Biasca*, vor der Mündung der Val Blenio (Fig. 227). Dabei empfing der Tessin-Gletscher einen letzten Zuschuß aus der V. d'Ambra, wo ebenfalls stirnnahe Seitenmoränen erhalten blieben. Ein jüngerer Stand läßt sich an der Mündung der Valle di Bri um 900 m und bei der Vereinigung der Quelläste der Val Rierna und der V. Gagnone, um 1000 m, erkennen. Sie belegen Vorstöße bei einer Schneegrenze um 1950 m. Aus der V. Marcri drang ein Gletscher bis zur Mündung vor. Letzte spätwürmzeitliche Stände finden sich in den Talschlüssen.
Moränenreste des Biasca-Stadiums (= Chiuro-Stadium des Adda-Gletschers) stellen sich an den Ausgängen der Seitentäler zwischen V. Nadro und V. di Usedi ein.
Aus den Tessin-abwärts mündenden Tälern – Val d'Iragna, V. di Lodrino und V. di Moleno – stiegen Gletscher bis 400 m ab; in den gegen W sich öffnenden, in der V. d'Osogna, der V. di Cresciano und im Tal vom Pizzo di Claro, blieben sie zurück.
In der Leventina zeichnet sich das Biasca-Stadium an den SW-exponierten Hängen ab: N und NE von Faido in Moränenresten bei den vom Pizzo di Campello absteigenden Tälern, Tessin-abwärts vorab in den Moränenterrassen unterhalb von Calpiogna, bei Figione, Rossura, Calónico, Chèisc und Campagna. Bei Rossura, Tengia und Calónico haben sich zwischen Tessin-Gletscher und zufließendem Eis Rundhöcker gebildet.
Mit dem Zurückschmelzen des Eises aus der unteren Leventina brachen in der Biaschina von der linken Talseite mächtige Felsstürze nieder, so daß die WSW von Giornico austretende Baròugia erst 2 km talwärts in den Tessin mündet (H. Nägeli, 1920).
Im nächsten, im *Faido-Stadium*, erfüllte der Tessin-Gletscher noch die obere Leventina. Eine Zunge nahm das Becken von Prato ein, während die Hauptzunge zunächst noch durch die Schlucht des Dazio Grande gegen Faido abfloß. Vom Piumogna-Gletscher drang ein Lappen gegen W vor und traf mit dem Tessin-Eis im Becken von Prato zusammen, während die Hauptzunge Piumogna-abwärts ebenfalls gegen Faido abstieg.
Eine interne Staffel des Stadiums von Faido zeichnet sich in der oberen Leventina E von Airolo bis unterhalb von Quinto ab, wo das Zungenende gelegen haben dürfte und wo auch beim Nationalstraßenbau reichlich Moränenmaterial aufgeschlossen wurde.
Durch die Valle d'Usedi und die Val di Chirónico stießen in der nächsten Kaltphase, im Faido-Stadium, steile Zungen gegen Altirolo und über Chirónico vor, was Rundhöcker, randliche Schmelzwasserrinnen und bis unter 700 m absteigende Wallreste bekunden. Aus den Gleichgewichtslagen resultiert eine klimatische Schneegrenze um 1800 m. Beim Abschmelzen brachen gestaute Schmelzwässer sturzflutartig durch. Die Eintiefung beträgt bei Giornico fast 10 m. Eine Seitenmoräne um 1700 m läßt bei einer Schneegrenze um 2300 m ein noch späteres Zungenende auf gut 1500 m annehmen.
Daß der *Ticinello-Gletscher* aus der Val di Chirónico in den Eishochständen nicht direkt in den Tessin-Gletscher münden konnte, sondern von diesem zunächst auf die rechte Talflanke gedrängt wurde, wie weiter Tessin-abwärts der Gribbio- und vor allem der Piumogna-Gletscher, wird durch Rundhöckerzeilen und Mittelmoränenreste bekundet.
Im Faido-Stadium erfüllte der Ticinello-Gletscher nochmals das Becken von Chirónico und hing mit seiner Zunge bis gegen den Tessin herab. Die Trümmermassen der Biaschina, zwei nach dem Biasca-Stadium von der linken Talflanke, von Anzónico–Cavagnago niedergefahrene Sturzmassen (Nägeli, 1920), wurden nach dem Abschmelzen des Ticinello-Gletschers und seinem Wiedervorstoß im Airolo-Stadium, in dem er bei einer Schneegrenze um 2000 m nochmals bis gegen 900 m herabstieg, bei Chirónico von dessen Schottern hinterfüllt.

Unter den Trümmermassen liegt bei den Straßenkehren der Biaschina würmzeitliche Moräne, darunter ältere Alluvionen (E. Dal Vesco†, mdl. Mitt.).
Bei Sacco, am Ausgang der V. Fóuda, deuten Moränen auf ein nahes Zungenende. Doch hing die Zunge des Fóuda-Gletschers damals bis in die Talsohle der Leventina herab, wo sich am Ausgang der Schlucht ein halbkreisförmiger Wall ausgebildet hat.
Aus der V. Cramosino und der V. Nadro, W und SW von Bodio, stiegen Seitengletscher bis gegen 600 m bzw. 750 m ab (O. Grütter in H. Preiswerk et al., 1934k).
Im Biasca-Stadium mündete SE von Faido der *Gribbio-Gletscher* vom Pizzo Forno (2907 m) auf 1050 m. Im Faido-Stadium blieb er selbständig und endete bei einer Schneegrenze um 1750 m in der Mündungsschlucht. Ein weiteres spätwürmzeitliches Zungenende zeichnet sich um 1150 m ab, wobei die Schneegrenze auf 2000 m angestiegen war. Letzte, vorab durch Lawinenschnee genährte Stände liegen auf 1250 m.
Letzte Spätwürm-Rückschläge ließen den Gribbio-Gletscher wegen seiner extremen Schattenlage bis 1250 m absteigen. Um 1850 hing ein Firnfleck bis 2500 m herab.
Dank der in der oberen Leventina aus Karen zwischen P. di Varrozèira (2496 m) und Cima del Lambro zugeflossenen Seitengletscher reichte der Tessin-Gletscher im Faido-Stadium mit einem Lappen noch über die Rundhöcker von Prato. Die Zunge schob sich nochmals über jene des Monte Piottino in die Schlucht des Dazio Grande gegen Faido, bis gegen 700 m, vor. Auf der N-Seite gibt sich auf der zuvor niedergefahrenen Sackungsmasse von Osco eine Stauterrasse zu erkennen. Durch den Schuttfächer des Ri Bassengo, wohl der Sanderkegel eines bis unterhalb von Campello vorgefahrenen Gletschers, wurde das Zungenende des Tessin-Gletschers E von Faido begrenzt. Die über 1200 m hoch gelegene Bedrina E des Monte Piottino blieb dagegen eisfrei. Bei Lavorgo konnten F. M. Stapff (1883), Nägeli (1920) und E. Dal Vesco (mdl. Mitt.) Warwen mit organischen Lagen feststellen. Diese belegen einen bis auf über 650 m aufgestauten See, der damit bis gegen Chiggiogna gereicht haben muß.
Die Ganna Grande, ein Felssturz-Kegel mit gewaltigen Blöcken, der aus der Gneis-Flanke E von Bodio ausbrach, fällt frühestens ins jüngere Spätwürm.
Im Mündungsbereich des vom Pizzo di Campello zum Tessin-Gletscher abfallenden Bassengo-Eis bildete sich E von Faido ein später von einem Schuttfächer weitgehend eingedeckter Rundhöcker.
Mit dem Eisfreiwerden der oberen Leventina wurde hinter dem Felsriegel des Piottino bei Rodi ein spätwürmzeitlicher See aufgestaut, der durch seitliche Schuttfächer und Sackungsmassen zu Restseen weiter unterteilt wurde. Diese sind im Holozän verlandet.
Von der Kette Pizzo Predélp–P. di Campello–P. Molare hingen noch im Spätwürm durch Moränenstaffeln belegte Gletscher in die Leventina herab.
Im Biasca-Stadium lieferten die beiden vom P. Predélp (2586 m) und vom P. di Campello (2660 m) abgestiegenen Gletscher noch Zuschüsse, während die gegen SW exponierten Zungen vom P. Molare (2585 m) das Tessin-Eis – dokumentiert durch die Stauterrassen von Osco–Rossura – noch erreichten. Im Faido-Stadium dürften sie bis unterhalb von Campello und bis Mairengo herabgehangen haben, wo stirnnahe Seitenmoränen liegen.
Die Moränen E und NE von Carì und von Predélp sind wohl dem Airolo- und dem All'Acqua-Stadium des Tessin-Gletschers gleichzusetzen.
Die markanten Moränen vor den Karen der Gipfel dürften Stände des ausgehenden und letzten Spätwürm belegen. L. Bossard (1936) erwähnt kleine Gletscher SW des P. del Sole (2773 m), deren Zungenbecken ebenfalls von Seen erfüllt sind.
Auch der *Piumogna-Gletscher* drang nochmals in die Leventina vor; ein Lappen wandte

sich gegen Prato; die Zunge hing über die Steilstufe der Pileta gegen Faido herab. Im Stadium von Airolo stieß er – wie Moränenstaffeln bei Dalpe belegen – erneut bis Cornone vor und endete am Schluchteingang, auf gut 1100 m. Bei einem Verhältnis von Akkumulations- (15 km²): Ablationsgebiet (6 km²) von 2,5:1 ergibt sich für diesen Stand eine Gleichgewichtslage von 1950 m und bei der extremen Schattenlage und der steilen N- bis NE-Exposition der Zunge eine Schneegrenze von 2100 m.

Im Alleröd-Interstadial drangen zuerst Birken-, dann geschlossene Föhrenwälder aus dem S-Tessin bis auf 1200–1300 m in die Leventina vor, in denen neben *Pinus mugo* – Bergföhre – auch *P. cembra* – Arve – vertreten war (E. Furrer, 1927; Zoller, 1960).

Wie im Berner Oberland und im Wallis (M. Welten, 1952, 1957, 1958) lag die Waldgrenze im späten Alleröd auf über 1200 m; noch in der Jüngeren Dryaszeit reichten Bäume bis über 1200 m. Nach Zoller wäre allerdings der bedeutendere Klima-Rückschlag, seine zwischen 8100–7700 v. Chr. eingestufte *Piottino*-Kaltphase, aufgrund einer ^{14}C-Datierung kurz nach dem Beginn der Arven-Föhren-Phase mit 8000 v. Chr. erst im Präboreal erfolgt. G. Lang (1962) möchte, bei einer Umdeutung des Profils, jedoch erst hierin die Jüngere Dryaszeit sehen. Dies scheint sich auch mit den neuen, durch ^{14}C-Datierungen gestützten Untersuchungen von M. Küttel (1977) zu bestätigen.

Im ausgehenden Spätwürm stiegen die Gletscher vom P. Campolungo (2714 m), vom P. Campo Tencia (3072 m) und vom P. Forno (2907 m) in der V. Piumogna bis unter 1500 m herab. Jüngere Stände zeichnen sich zwischen 1800 m und 1850 m ab. Frührezente Zungen endeten NE des Campo Tencia auf 2270 m, 1973 auf 2580 m.

Nach dem Abschmelzen des Tessin-Eises vom Stadium von Faido brachen die Sackungsmassen NE und NNW von Quinto nieder.

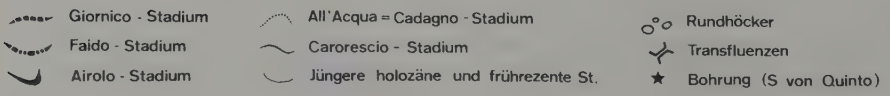
Vom Pizzo di Sassello zum Poncione di Sambuco (2581 m) hingen noch im Spätwürm Kargletscher herab, die sich, von Moränen begrenzt, in der Cassina di Prato zu einer bis auf 1500 m abgestiegenen Zunge vereinigten (Preiswerk, 1918 K, et al., 1934 K). Aus der Gleichgewichtslage um gut 1950 m resultiert bei N-Exposition eine Schneegrenze von gut 2100 m und damit eine Depression von 750 m. Vom E anschließenden, rund 200 m höheren Kamm des P. Massari (2760 m) hing eine Zunge bis gegen 1400 m herab. Dieser Eisstand wird N des Tessins durch Rundhöcker und bei Altanca, auf 1400 m, durch die Stirnmoräne des Piora-Gletschers dokumentiert.

Auch aus den Karen der N-Kette der Leventina stiegen Gletscher tief herab: vom P. Predélp (2595 m) bis gegen Predélp, vom P. di Campello (2660 m) bis Carì di dentro, von der Bareta–Molare-Kette (2585 m) bis gegen 1550 m.

Der Tessin-Gletscher erfüllte noch die Val Bedretto und stirnte bei *Airolo*. Vom Gotthard nahm er einen letzten Zufluß auf (S. 460).

Im Würm-Maximum dürfte das Eis über den beiden Firnsätteln im *Talschluß von Piora*, dem Passo di Sole und dem Passo delle Colombe, auf über 2500 m gestanden haben. Dabei floß bis ins Spätwürm auch Eis über den Passo dell'Uomo (2218 m) durch die strukturell vorgezeichnete Val Termine und vereinigte sich mit dem Cádlimo-Eis,

Fig. 228 Die spätwürmzeitlichen und holozänen Moränenstände in der oberen Leventina. ▷



P Centrale
3001
P Curnera
P Blas
3019
P Rondadura
Scopi
Punta Negra
Val Cadlimo
RENO DI MEDEL
Pso del Lucomagno
L della Sella
2256
Giübin
P Taneda
2667
Passo dell'Uomo
2218
L Cadagno
L di Tom
P dell'Uomo
2655
Camoghe
Lago Ritom
1850
Acquacalda
P Colombe
Airolo
1159
V Bedretto
Val Canaria
TICINO
Pécian
2764
P Sole
2773
Altanca
P Predelp
P d'Era
P Campello
Nante
Laghi Chiera
Giof
Piotta
Quinto
Ambri
Nei Pini
Predelp
Gioet
Pne di Vespero
2717
P di Mezzodi
Fiesso
Dazio Grande
Osco
Mairengo
Rodi
Carì
Molare
Pne di Tremorgio
Ponc one Sambuco
2581 4
1830
Prato
Faido
711
Cornone
Rossura
L Tremorgio
P Massari
Dalpe
Val Sambuco
MAGGIA
Laghetti
2616
Pnè dei Laghetti
Lago Sambuco
1460
0
2km
P Campolungo
2714
Sasso Cristallina
1784
TICINO

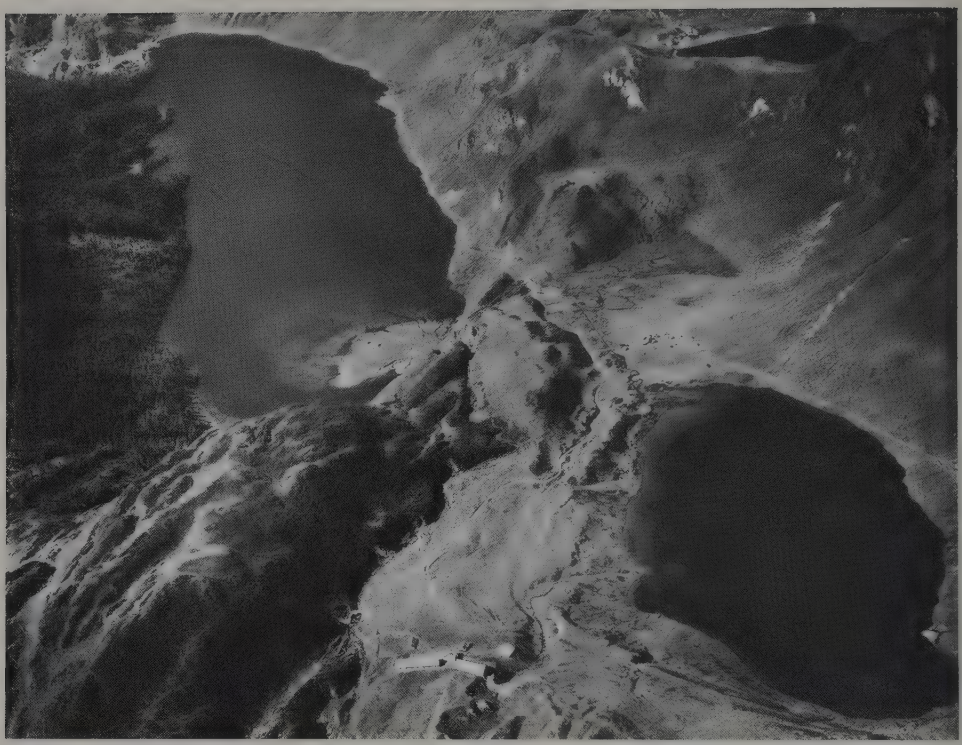


Fig. 229 Die Seenlandschaft von Val Piora von Osten mit dem Lago Ritom (links), dem Lago di Tom (rechts oben) und dem Lago Cadagno (rechts unten), um den am linken Ufer eine deutliche Stirnmoräne zu erkennen ist. Photo: Militärflugdienst Dübendorf.

wobei es auf dem Paß bis auf über 2300 m reichte. Anderseits floß Cádlimo-Eis vom Lago Scuro gegen den L. di Tom und vom Lago della Stabbio zum L. Cadagno über. Zugleich traf der *Piora-Gletscher* aus seinen Einzugsgebieten zwischen Pécian, Pizzo del Sole, P. dell'Uomo und Schenadüi mit einem aus der obersten V. Cádlimo ins Becken des Lago Cadagno übergeflossenen Eislappen zusammen. Ein internerer Endmoränenkranz umgibt diesen See. In der V. Piora haben gleichaltrige Moränen im Pian Mürinascia eine Eiszunge abgedämmt.

Im letzten Spätwürm vermochten die beiden Eisarme vom Pizzo del Sole und vom P. Colombe sich zunächst auf gut 2000 m gerade noch zu treffen. Aufgrund der Gleichgewichtslage ist die klimatische Schneegrenze um 2400 m anzunehmen.

Auf Pos Carorescio liegt ein Augengneis-Block nach der Lösung der umliegenden Rauhwacke seit dem Eisfreiwerden im letzten Spätwürm nunmehr auf einem 7 cm hohen Karst-Schemel. Auf einem bereits früher eisfrei gewordenen Dolomit-Rundhöcker 250 m weiter N beträgt die Schemelhöhe 7–10 cm. Dies weist darauf hin, daß der mittlere Abtrag durch Lösung von Dolomit und Rauhwacke etwas weniger als 0,01 mm/Jahr beträgt, dem aus den Helvetischen Kalkalpen bekannten Wert (Hantke. 1982).

Noch im frühen Holozän waren die Becken Piano Grande und Piano del Sole, wie jüngste Wälle belegen, von Gletscherzungen eingenommen. Diese schmolzen zu Seen ab, welche bei ihrem Ausbruch kleine Tälchen ausräumten.

Im letzten Spätwürm ist auch vom Pne. do Rodùc eine Zunge bis Fontanella abgestiegen. Seither sind dort – wie längs der ganzen Kette bis zum P. del Sole – Sackungen und Felsstürze niedergebrochen.
Zwischen Pécian (2764 m) und Pizzo del Sole (2773 m) hing ein Kargletscher gegen S bis 2350 m herab. Seine Endmoränen umgürten die Laghi Chièra. SE des P. d'Era (2618 m) umschließt ein bis 2260 m abfallender Wall den Lago di Carì. Bei diesem 4 km Leventina-abwärts gelegenen Kar lag die Schneegrenze um fast 100 m tiefer.

Die Quartär-Füllung der Riviera, der Val Blenio und der Leventina

In der *Riviera* erbrachte die Bohrung S von *Claro* (241,4 m) bis auf 195,35 m über 24 m warwige und tonige Silte. Diese belegen einen früheren See, wohl den Lago Maggiore, der bis in die Mesolcina und in der Riviera bis mindestens an den Schuttfächer von Claro gereicht hat. Noch N von *Osogna* (268,6 m) zeichnet sich in über 80 m Tiefe ein Wechsel von sandigen und siltigen Lagen ab, die ebenfalls auf einen See hindeuten. Dagegen sind S von *Biasca* (279, 5m) über 100 m nur fluviale Sedimente durchfahren worden.
In der untersten *Val Blenio* ließ eine Bohrung am N-Rand der *Büza di Biasca* (366,2 m) unter 13,5 m Schuttfächer- und Bergsturz-Ablagerungen 1,8 m Schotter mit siltigen Lagen erkennen. Dann folgen nochmals Bergsturz-Trümmer mit bis 1,2 m großen Blöcken bis in 42,7 m Tiefe. Sie bekunden einen zweiphasigen Sturz. Bis zur Endtiefe von 49,6 m liegen siltige Sande des Brenno mit einer eingeschalteten, 2 m mächtigen Schuttfächerschüttung (Dr. J. W. Hansen, schr. Mitt.).
In einer 60 m-Bohrung im Becken S von *Malvaglia* (357,3 m) zeichnen sich zwischen 41,2 m und 54 m und unterhalb von 58 m zwei Grobblockschüttungen ab (Hansen, schr. Mitt.), die wohl als Murgänge zu deuten sind.
In der *untersten Leventina* treten zwischen Giornico und Bodio unter 8 m eckigem Blockschutt mächtige Schotter auf, die in 30 m von siltigen Zwischenlagen durchsetzt werden. In 40 m Tiefe ist nach 2 m schiefrigem Leventina-Gneis ein großer Erratiker (?) angefahren worden. Eine zweite Bohrung ist in über 40 m in Schottern verblieben.
In der *mittleren Leventina* ist in *Lavorgo* (610,5 m) unter 4,2 m Schottern bis 37 m eine Wechselfolge von Feinsanden und tonigen Silten mit organischen Lagen erbohrt worden. Eine bei *Chiggiogna* unterhalb von Faido abgeteufte Bohrung (663,1 m) hat unter 6,2 m groben Schottern eine erste Sandlage und nach weiteren 1,8 m Schottern 14,5 m mächtige Sande mit einzelnen Geröllschnüren erbracht. Dann folgen bis zur Endtiefe von 24,2 m (=638,9 m) erneut geschichtete Sande (Hansen, schr. Mitt.), die in einen durch den Bergsturzriegel der Biaschina gestauten See abgelagert worden sind.
In der *oberen Leventina* hat eine oberhalb des *Piottino-Riegels* auf 938,1 m niedergebrachte Bohrung unter sandigen Schottern von 8 m an vorherrschend graue tonige Silte durchfahren, die als limnische und als glazilimnische Ablagerungen zu deuten sind. Von 23,45 m an schalten sich Schotter mit Sand- und Siltlinsen sowie Sande ein, wohl verschwemmtes Moränengut. Unterhalb von 29 m folgen Schotter mit zugerundeten Gneis- und Dolomit-Geschieben und in 33,4 m anstehender Leventina-Gneis.
In *Rodi* (941,5 m) sind unter 12 m Schottern mit sandig-siltigen Einschaltungen bis zu einer Endtiefe von 41 m mächtige graue Sande und Silte mit tonigen Siltlagen durchfahren worden, welche ebenfalls diesen See belegen.

Am E-Ende des Beckens von Ambri liegt bei Ponte di Bolla SE von *Quinto* unter 7,2 m Schutt bis 30,6 m Moräne mit bis 1,4 m großen Gneis-Erratikern.
In *Ambri* (979,3 m) haben sich unter 18,8 m Schottern erstmals Sande eingestellt. Von 21,3–27 m ist eine geschichtete Wechsellagerung von Sanden und Silten mit organischen Resten – Hölzer und Blätter – erbohrt worden, die einen höheren Leventina-See bekunden. Bis zur Endtiefe von 32,5 m liegen nochmals Schotter. Weiter Tessin-aufwärts wurden in einer Bohrung in Piotta (1009,1 m) nur Schotter angetroffen.
Im *Piano di Stalvedro* unterhalb von Airolo (1052,8 m) sind unter 12 m Schottern eine erste Sandeinlagerung und, von 13,3 m bis zur Endtiefe von 23 m, durchgehend Sande durchfahren worden (HANSEN, schr. Mitt.). Sie belegen einen höher gelegenen See.

Der Kessel des Lago Tremorgio – ein Meteorkrater?

Aufgrund der nahezu kreisförmigen Gestalt in mehreren ausgezeichneten Höhenniveaus kam K. BÄCHTIGER (1976, 1977, 1978) auf die Idee, daß im Kessel des Lago Tremorgio ein Meteoreinschlag vorliegen könnte. Nur am NE-Rand weicht seine Form etwas von der kesselförmigen Idealgestalt ab. Diese läßt sich weder tektonisch, noch gesteinsmäßig, noch allein glazialmorphologisch – einfach als Karwanne – erklären. Am Ausfluß des Sees wurde der Kesselrand durch vom Pizzo Campolungo (2714 m) und vom Madone (2710 m) sich sammelndes und zum Tessin-Gletscher überfließendes Eis längs strukturell vorgezeichneten Störungen ausgeräumt.
Da sich neben alpinen Klüften auch radiäre, auf ein eng begrenztes Areal zulaufende Störungen finden und in ihnen vorab die Quarze an zahlreichen Stellen an Shattercone-Strukturen erinnernde Absonderungsflächen zeigen, ist die Deutung dieses Kessels als Meteoreinschlag nicht von der Hand zu weisen, jedoch durch sorgfältige Untersuchungen weiter zu prüfen. Durch die spätere glaziäre Ausräumung wären bedeutende Indizien – wie Hochdruck-Quarze an der Kesselbasis – weggeführt worden.
Da teils schon tektonische Strukturen zur Zeit des Einschlages vorgelegen haben müssen, könnte dieser frühestens ins ausgehende Tertiär fallen. Anderseits würde sich auch die glaziäre Ausräumung in bescheidenen Grenzen halten. Eine solche setzt mindestens eine, jedoch nicht unbedingt sämtliche Kaltzeiten voraus. Damit dürfte der postulierte Einschlag allenfalls ins präwürmzeitliche Quartär fallen. Die Einschlag-Oberfläche möchte BÄCHTIGER in gut 2000 m Höhe sehen. Mit einem Durchmesser von rund 1400 m würde der Krater etwa jenem in Arizona entsprechen.
Aufgrund der höchsten Rundhöcker N des Sees und auf der NE-Seite der Leventina, auf Nei Pini, dürfte das Tessin-Eis im Würm-Maximum N des Lago Tremorgio bis auf 2100–2050 m gestanden haben. In der Riß-Eiszeit mag die Eisoberfläche, wie die Überprägung von Felsgraten andeutet, noch um 200 m höher gereicht haben.
Noch im spätwürmzeitlichen Airolo-Stadium fiel Eis vom P. Campolungo und vom Madone – wie Erratiker belegen – ins Becken des Lago Tremorgio, überfloß den nordöstlichen Felsriegel bis auf über 1900 m und hing mit steiler Zunge bis auf 1300 m in die Leventina hinab.
Warmzeitlich, wohl noch im Alleröd, bildete sich im Tremorgio-Becken ein Moor, das kaltzeitlich wieder vom Eis überfahren und von Moräne eingedeckt wurde. Heute liegt im Kessel ein bis 60 m tiefer, bis 0,44 km² großer, zur Energiegewinnung um wenige Meter aufgestauter See, auf dessen Grund sich Sumpfgas bildet.

Nach dem Eisfreiwerden des Piottino-Riegels mit dem Abschmelzen des Tessin-Eises in der mittleren Leventina konnte sich auf der Bedrina eine erste Vegetation entfalten (H. Zoller, 1960). Aufgrund der geringen Ausdehnung des Alleröd und der schwachen Ausbildung der Jüngeren Dryaszeit hat G. Lang (1962) die von Zoller vorgenommene zeitliche Zuordnung umzudeuten versucht. Später unternahm Zoller (in Zoller & Kleiber, 1971) einen neuen Deutungsversuch. Doch konnten nur zahlreiche ^{14}C-Daten über die zeitliche Zuordnung dieses wichtigen Profils Klarheit verschaffen. So versuchte M. Küttel (1977) mit einer weitkalibrigen Bohrung die Sedimentsabfolge mit ^{14}C-Daten zeitlich sicherer einzustufen. Hinsichtlich der Vegetationsentwicklung stellte Küttel eine gute Übereinstimmung mit den Ergebnissen Zollers fest.

Der Übergang zur Pionierphase hat sich in den ersten 50 cm recht langsam vollzogen, was Zoller auf die glattgeschliffenen Rundhöcker zurückführt, welche die Ansiedlung gehemmt haben. Ebenso ist der Tessin-Gletscher erneut ins Becken von Prato und durch den Piottino-Riegel gegen Faido vorgestoßen. Der Piumogna-Gletscher erfüllte mit einem Lappen die Senke W von Cornone und hing ebenfalls gegen Faido herab.

Erst nach 5,1 m beginnen sich die Pioniere *Artemisia*, *Rumex/Oxyria*, Chenopodiaceen, Rosaceen und zungenblütige Compositen auszubreiten; sodann treten erste Körner von *Ephedra*, *Plantago* und *Circaea* auf. Mit einer starken Zunahme der *Salix*-Arten fand die Pionier-Phase ihr Ende. Die Vegetationsdecke schloß sich, und *Hippophaë* erreichte das obere Tessin. Küttel erwähnt aus dem entsprechenden Abschnitt einen *Juniperus*-Gipfel. Nach 4,32 m beginnt die Wiederbewaldung mit einem *Betula*-Gipfel von 40% und einem *Pinus*-Anstieg auf 39%. Daß auf der Bedrina bereits Baumbirken gewachsen sind, wird durch eine Frucht von *B. pubescens* sowie durch Holzreste belegt. Zugleich erreicht *Hippophaë* Höchstwerte, und die Pollenfrequenz schnellt sprunghaft empor. Bei *Pinus*, die nun steil ansteigt, während *Betula* abfällt, dürften *P. mugo* und *P. silvestris* vertreten sein. Mit dem Anstieg der *Pinus*-Werte bewegt sich auch *P. cembra* um 20%.

Aufgrund der Vegetationsentwicklung und eines ältesten ^{14}C-Datums von 12170 ± 110 vom Ende dieses Abschnittes (Küttel, 1977) scheint darin allenfalls das Bölling-Interstadial und vielleicht gar die Ältere Dryaszeit vorzuliegen.

Mit dem weiteren Anstieg von *Pinus* sinken die Krautpollen-Werte auf 3–4%, so daß die Nichtbaumpollen-Flora auf extreme Standorte zurückgedrängt worden ist. Neben Spaltöffnungen von *Pinus* hat Küttel auch solche von *Juniperus* festgestellt.

Darnach geht die Arve zurück; die Birken- sowie die Krautpollen-Werte steigen schwach an, insbesondere *Rumex/Oxyria* und *Artemisia*. Ebenso tritt *Ephedra* wieder auf, was auf eine leichte Auflockerung des Waldes hindeutet.

In der nächsten *Pinus*-Phase erreichen die eingewehten Nadeln ihr Maximum. Ebenso tritt *P. cembra* wieder reichlicher auf. Die Krautpollen, mit Ausnahme der Gramineen-Werte, fallen auf minimale Werte. Diese steigen auf 35% an und gehen mit dem Übergang von Tongyttja zu rein organischer Gyttja einher. Sie sind wohl mit Verlandungsvorgängen auf der Bedrina in Verbindung zu bringen, da damals dort die offene Wasserfläche verschwunden ist.

Eine nächste Auflockerung des Waldes zeichnet sich auf dem Piottino-Riegel durch eine Arven-Vormacht ab. Zugleich sinkt die Pollenfrequenz, und die Nichtbaumpollen-Werte steigen bis auf 38%, ebenso die Typenzahl. *Ephedra* erreicht ihren Höhepunkt; *Hippophaë* und *Salix*-Arten stellen sich ein. Erstmals erscheinen Ericaceen – *Calluna*,

Vaccinium und *Rhododendron/Loiseleuria* – und Anzeiger offener Vegetation: *Anthericum liliago* – Graslilie, *Polygonum alpinum* – Alpen-Knöterich, *Onobrychis* – Esparsette, *Polygala chamaebuxus* – Buchs-Kreuzblume, *Bupleurum* – Hasenohr, *Centaurea scabiosa* – Flockenblume, *Polypodium* – Tüpfelfarn – und *Botrychium lunaria* – Mondraute.
Aufgrund neuer, ^{14}C-Daten zwischen 11 120 ± 100 und 10680 ± 110 J. v. h. grenzt Küttel das Alleröd weitgehend im Sinne von Lang ab. Damit hätte sich der Klima-Rückschlag der Jüngeren Dryaszeit auch in der Leventina noch als entscheidender Eingriff in die Vegetation ausgewirkt. Dabei wäre der Föhrenwald stark aufgelichtet worden, so daß sich wieder krautreiche Gesellschaften haben entwickeln können. Dieser nachalleröd zeitliche Klima-Rückschlag, die Piottino-Schwankung Zollers, wird damit weitgehend der Jüngeren Dryaszeit gleichgesetzt.
Mit einem ^{14}C-Datum um 7600 v. Chr. sind die wärmeliebenden Gehölze – *Abies*, *Tilia*, *Ulmus*, *Quercus* und *Fraxinus* –, *Alnus* und endlich *Corylus* in den Tessin-Tälern schon im Präboreal in der Leventina eingetroffen, als N des Gotthard nur *Pinus* und *Betula* auftraten. Während die *Pinus*-Wälder N der Alpen, deren orographische Schranke sich damals besonders deutlich ausgewirkt hat, noch über 1000 Jahre vorherrschten, wurden sie in den Tessin-Tälern in die montan-subalpine Stufe gedrängt.
Im Boreal erfolgt die Hauptausbreitung der mesothermen Wald-Elemente. An Stelle der *Pinus*-Arten tritt nun *Abies*, die über lange Zeit in der montan-subalpinen Stufe der Leventina vorherrscht.
Gleich nach der Ausbreitung der Weißtanne zeichnen sich in der Bedrina mehrere markante Brandhorizonte mit kleinen Gewebeteilen ab. Zugleich erscheinen *Epilobium angustifolium* – Weidenröschen –, und die Krautpollen, vorab die Rosaceen, erreichen ein deutliches Maximum. *Humulus/Cannabis* – Hopfen/Hanf, Cruciferen, Papilionaceen und *Vitis* treten auf, die Waldbrände müssen also von Menschenhand gelegt worden sein. Doch erfolgten noch keine stärkeren Eingriffe in die subalpinen Nadelwälder, sondern offenbar nur kleine Lücken an günstigsten Siedlungsplätzen.
Der Anstieg von *Alnus*, der Eichenmischwald-Werte und von *Corylus* deutet auf eine Ausbreitung des Eichenmischwaldes – erst vorab der Ulme, Linde und Esche, später auch der Eiche – sowie der Erle, während *Ostrya* stark zurücktritt. Zugleich hat sich auch die Kraut-Vegetation gewandelt. Die eher Trockenheit liebenden Arten werden von ausgedehnten Farn-Beständen abgelöst. Der charakteristische Linden-Abfall ereignet sich erst, nachdem zuvor die Ulmen seltener geworden sind, kurz vor der Einführung der Kastanie.
Schon kurz nach der Vorherrschaft von *Abies* tritt auch *Picea* auf und wird nach 4000 v. Chr. dominant. Ebenso erscheinen *Alnus viridis* und *Fagus*. Die Buche konnte sich in der Leventina nie ausbreiten.
Gegenüber dem südlicheren Tessin hat sich der Beginn des Ackerbaus in der oberen Leventina verzögert. Brand-Horizonte fallen in die spätatlantisch-subboreale Fichten-Vormacht. Getreide und Anzeichen stärkerer Kultur-Enflüsse fehlen.
Erst in 45 cm Tiefe erfolgt ein Wechsel im Charakter der Pollenspektren, der als Beginn dauernder Besiedlung gedeutet werden kann. Neben Holzkohlen haben sich bedeutende Lichtholz-Bestände – besonders von *Betula*, *Corylus* und *Alnus* – als Folge von Brand-Kulturen eingestellt. Aufgrund erster Funde von *Castanea* (in 32,5 cm) fällt diese erste Rodungsperiode vor das 2. vorchristliche Jahrhundert, frühestens in die Bronzezeit. Nach einer Krautpollen-armen Lichtholz-Phase setzt die Getreide-Kurve ein und treten Kultur-Begleiter auf, so *Yanthium* – Spitzklette.

Um 720 n. Chr. haben die mittelalterlichen Rodungen eingesetzt mit Lichthölzer-Gipfeln, Ackerbau und Graswirtschaft, rascher Zunahme der Getreide-Werte und mit *Humulus/Cannabis*, *Rumex*, Chenopodiaceen, Caryophyllaceen, *Plantago*. Diese jüngere Lichtholz-Phase dürfte sich vom 8. bis ins 11. Jahrhundert erstreckt haben.
In der Leventina werden heute bei Lavorgo bis auf eine Höhe von 650 m Reben angebaut. So hoch hinauf reicht auch die Robinie. Die Edelkastanie steigt bei Quinto bis auf 950 m, der Nußbaum bei Piotta bis auf 1020 m.

Die Vegetationsentwicklung in der Val Piora im Holozän

Auf Cadagno di fuori beginnen Sedimente mit Pionier-Vegetation in 1,6 m Tiefe (H. Zoller, 1960). Dann steigt die Pollenfrequenz sprunghaft an. Die Kräuter – zungenblütige Compositen, *Rumex/Oxyria*-Typ, Rosaceen, Umbelliferen und *Plantago* – erreichen ein erstes Maximum. Nach einem *Betula*-Gipfel folgt unter starkem Krautpollen-Abfall eine Arven-Föhren-Phase mit 60% Arve: Bäume waren in die Val Piora eingedrungen, was durch Nadelreste gestützt wird. *Ephedra* und ansehnliche Werte von *Artemisia* belegen auch baumlose Flächen. Erstmals treten Ericaceen – *Empetrum*, *Vaccinium*-Typ und *Calluna* – auf: alpine Zwergstrauch-Bestände breiteten sich aus. Aufgrund einer ^{14}C-Datierung um 6200 v. Chr. dürfte die Abfolge ins Präboreal fallen. Dies würde sich mit dem letzten Spätwürm-Vorstoß, den Moränen um den Lago Cadagno, decken.
Dann folgen drei durch Baumpollen-Maxima getrennte Krautpollen-Gipfel. Im ältesten dominieren Compositen, Campanulaceen und Umbelliferen; zugleich breiten sich Hochstaudenfluren aus. Im zweiten herrschen *Urtica* und Rosaceen vor; die Ericaceen nehmen zu. Das letzte ist durch die Ausbreitung von *Calluna* gekennzeichnet, was wohl auf fortschreitende Bodenbildung und Übergang zu feuchterem Klima zurückzuführen ist. Zoller möchte diese Rückschläge mit seinen Misoxer Kühlphasen verbinden (S. 480).
Eine zweite Arven-Föhren-Phase bekundet ein nochmaliges Vordringen des Waldes in die Val Piora: *Abies* wird häufiger, *Picea* fehlt. Dieser Abschnitt wird durch einen Birken-Gipfel mit *Salix* unterteilt. Zugleich steigen die Krautpollen an, Hochstaudenfluren und basiphile Rasengesellschaften breiten sich aus, was auf Wiederbesiedlung von Schuttböden hindeutet. *Picea* und *Alnus viridis* wandern ein.
Hernach wird die Abfolge sandig-tonig; die Pollenfrequenz fällt auf minimale Werte zurück. Die Krautpollen steigen wieder an; zugleich dehnen sich *Calluna*- und *Empetrum*-Heiden aus. Dies spricht für einen Rückgang der Bewaldung, einen Klimarückschlag im Jüngeren Atlantikum, der um 3200 v. Chr. einsetzte. Zoller möchte ihn, seine Piora-Kühlphase, mit der Endmoräne von Cadagno verbinden. Doch erfolgte diese wohl bereits in der Jüngeren Dryaszeit. Zwar entspricht die sandige Einlagerung einem Gletschervorstoß, aber kaum einem solchen, der bis ins Becken des Lago di Cadagno reichte, sondern weit eher einem, bei dem der Cadlimo-Gletscher vom Lago di Stabbio noch über die Felswand abbrach und vom Pizzo Taneda (2667 m) ein kleiner Kargletscher bis 2040 m herabhing. Der einsetzende Schuttfächer, der bis in den Cadagno-See reicht, ist als zugehöriger Sander zu deuten. Das Pollen-Profil von der SE-Ecke des Sees (Zoller, 1960) spiegelt erst die darnach einsetzende Vegetationsgeschichte wider. Es beginnt mit dem Einsetzen von *Picea* und *Alnus viridis*. Eine ^{14}C-Datierung aus der Grünerlen-Vormacht ergab 1300 v. Chr., was mit ihrer von Welten (1952, 1957) festgestellten größten Ausbreitung im Subboreal übereinstimmt.

Heute bewegt sich die Waldgrenze S des Ritomsees um 2100 m, die Baumgrenze auf 2160 m und die Krüppelgrenze auf 2230 m. Gegen die obere Val Piora fallen alle drei steil ab, was wohl auf den Windgassen-Effekt zurückzuführen ist. Über den Passo dell' Uomo vermag die Bise ungehindert aus dem Bündner Oberland durch die Val Piora ins Quellgebiet des Tessins vorzustoßen.
Oberhalb Airolo reicht der Wald am S-Hang bis auf 1920 m; in der V. Tremola steigen einzelne Bäume bis auf 2000 m, Krüppel gar noch 30–40 m höher.

Das Quellgebiet des Tessins in Spätwürm und Holozän

Im mittleren Spätwürm rückte der Gries/Tessin-Gletscher – dank der durch Seitenmoränen dokumentierten Zuflüsse vom Gotthard, vom Pizzo Centrale (3001 m) und vom Poncione di Vespero (2717 m) – nochmals bis gegen Airolo, bis 1150 m, vor.
Jüngere Stände eines vom Gotthard durch die Val Tremola abgestiegenen *Foss-Gletschers* zeichnen sich unterhalb von Motto di dentro, letzte spätwürmzeitliche in der Val Tremola zwischen 1740 und 1900 m ab.
Zur Zeit der frührezenten Vorstöße reichte der Lucendro-Gletscher bis auf 2400 m herab. 1959 (LK 1251) endete er auf 2630 m, 1973 (F. Müller et al., 1976) auf 2640 m.
Ebenso hingen um 1850 Eiszungen von der Fibbia (2739 m) und vom Pizzo della Valletta (2720 m) bis unterhalb 2400 m herab.
Der vom Pizzo di Mezzodì (2653 m) gegen Airolo abfließende Comasnè-Gletscher endete im Airolo-Stadium auf 1240 m. Der Schutt der Schmelzwässer des Tessin-Gletschers, des vom P. Canariscio (2523 m) bis 1700 m und des durch die V. Canaria bis 1150 m herabreichenden Eises schütteten die Sander um Airolo. Das ehemalige Zungenbecken von Piotta–Rodi, aus dem der Tessin-Gletscher noch bis gegen Faido abstieg, wurde von einem flachgründigen, durch mehrere Bohrungen nachgewiesenen See eingenommen, der mit Schutt aufgefüllt wurde (S. 455).
Im Mündungsbereich der Val Canaria hatten sich Leventina-abwärts S von Madrano Rundhöcker und subglaziäre Schmelzwasserrinnen ausgebildet.
Eine N von Nelva erhaltene Moräne ist als Mittelmoräne eines aus der Val Nelva in die V. Canaria mündenden Gletschers zu deuten. Sie belegt dort und über Airolo im Faido-Stadium eine Eishöhe um 1500 m, was auch Rundhöcker S und SE von Nante sowie eine Staumoräne SE des Dorfes bestätigen.
In der *Val Bedretto* stiegen von Ufermoränen begrenzte Gletscher von der Pizzo di San Giacomo–Cristallina–Poncione di Vespero-Kette noch im All'Acqua-Stadium bis in die Talsohle ab. Der mit einer Zunge über den Passo di Corno (2494 m) in die V. Bedretto überfließende Gries-Gletscher stieß – dank seitlicher Zuschüsse – zunächst über All'Acqua bis 1600 m vor. Von S schob sich der Cavagnolo-, von N der Acqua-Gletscher gegen All'Acqua vor, wobei sie sich zunächst noch mit dem Tessin-Gletscher vereinigt hatten (Fig. 231).
Im letzten Spätwürm stieß der Tessin-Gletscher – dank der Unterstützung des über den Passo del Corno (2485 m) übergeflossenen Gries-Eises – nochmals bis Manió vor. Dies wird durch mehrere Staffeln belegt, was Renner (1982) bestätigen konnte. Dabei erhielt der Tessin-Gletscher vom Pizzo Gallina (3061 m) und vom Pizzo Nero (2904 m) auch noch Zuschüsse von der Kette Grieshorn (2929 m)–Helgenhorn (2837 m) sowie vom Nufenenstock (2866 m). Der Bergsturz von Foppe, der von dessen E-Grat niederbrach,

Fig. 230 Airolo und die Val Bedretto mit der von NE mündenden V. Canaria (rechts). S von Airolo, auf einer Rundhöckerflur, das Dörfchen Nante, darüber Poncione di Mezzodì (links) und Pne. di Vespero, im Talschluß der V. Bedretto das Blinnenhorn (3374 m) mit dem Griesgletscher, der noch im letzten Spätwürm mit einer Zunge über den Cornopaß in die oberste V. Bedretto reichte. Rechts Piz Rotondo (3192 m) und P. Lucendro (2963 m), davor die V. Tremola mit der alten Gotthardstraße. In der V. Bedretto bekunden früher als Talbodenreste gedeutete Verebnungsflächen mehrmals länger wirksame Eisstände.
Im spätwürmzeitlichen Airolo-Stadium drangen — wie Seitenmoränen bekunden – Tessin- und Canaria-Gletscher nochmals bis Airolo vor. Photo: W. Angst, Zürich. Aus: A. Altmann et al., 1970.

erfolgte auf abschmelzendes Eis, das, wie ein Wall belegt, erneut vorstieß (Fig. 231). Die N-Seite der Scaglia di Corno ist stark versackt, und noch immer lösen sich Felsstürze.
Am Ausgang der Val Cavagnolo zeichnen sich – neben den äußersten Moränen eines bis in die Talsohle vorgedrungenen Cavagnolo-Gletschers – markantere interne Wälle eines letzten Spätwürm-Stadiums ab. Ein ehemaliges Zungenende auf 2160 m wird durch eine holozäne Moräne belegt. Frührezente Moränen reichen bis auf 2300 m herab. Durch den bis in den Talboden vorrückenden Ghiacciaio di Valleggia wurde die obere V. Bedretto abgedämmt. Bei knapp 12 km² Akkumulations- und 4 km² Ablationsgebiet ergibt sich eine Gleichgewichtslage um gut 2150 m und bei der NE- und NNW-Exposition eine klimatische Schneegrenze um gut 2300 m. Da diese heute auf über 2800 m liegt, beträgt die Depression gegen 500 m.
Im ausgehenden Spätwürm stieß der *Valleggia-Gletscher* bis in die Sohle der Val Bedretto vor und schüttete stirnnahe Seitenmoränen; innere Staffeln dürften im letzten Spätwürm abgelagert worden sein. Noch um 1850 endete der Ghiacciaio di Valleggia in der Schlucht um 2200 m, 1959 und 1973 (LK 1251 und F. Müller et al., 1976) auf 2400 m.

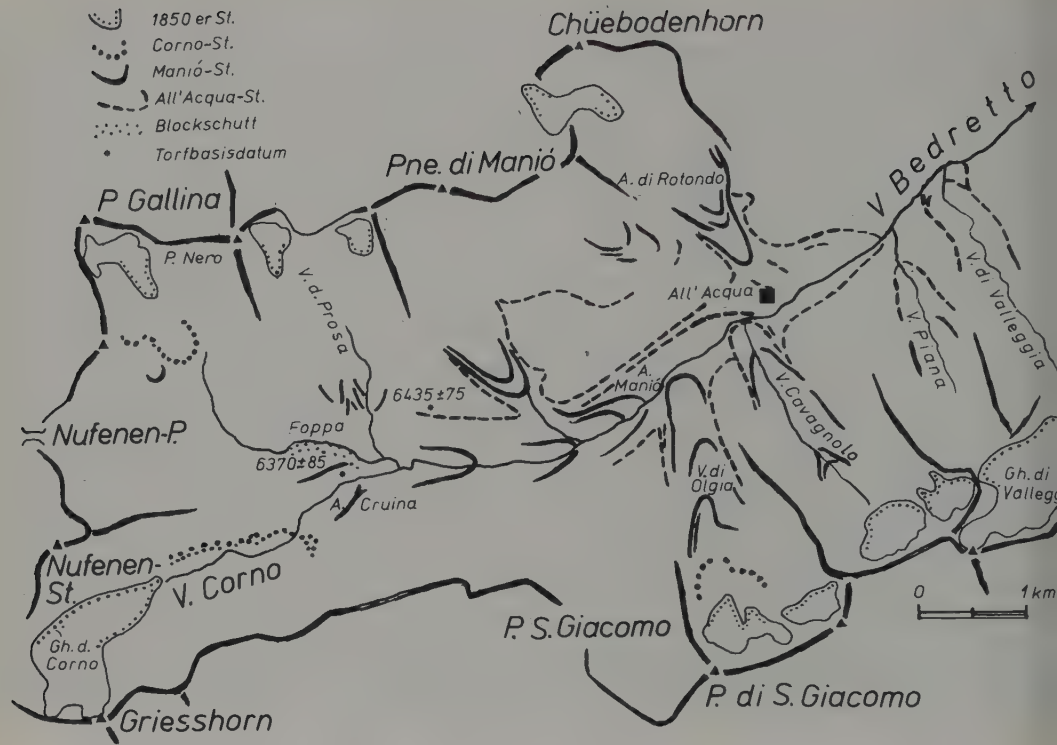


Fig. 231 Die Gletscherstände in der hinteren Val Bedretto. Nach F. Renner, 1982. Die Zahlen bedeuten ^{14}C-Alter in Jahren v. h.

Der durch die Val Torta abgestiegene Cristallina-Gletscher reichte zunächst bis in die V. Bedretto und stirnte bei Ossasco, später, im letzten Spätwürm, um 1600 m.
Der zwischen Madone (2756 m) und Pne. di Vespero niedergefahrene Ruinò- und der Pozzuolo-Gletscher stießen – trotz ihrer niedrigeren Einzugsgebiete – infolge des steileren Gefälles ebenfalls bis 1600 m vor. Jüngere Vorstöße zeichnen sich durch Stirnwälle auf 1760 und 1860 m ab (A. Günthert in S. Hafner et al., 1975k; F. Renner, 1982). Analoge, durch Rundhöcker und Endmoränen belegte Stände finden sich in der V. Pozzuolo, in der V. Ruinò und in der V. Torta zwischen 1700 m und 1800 m. Jüngere Vorstöße zeichnen sich in der V. Torta um 2180 m ab. Frührezente Klima-Rückschläge ließen den Ghiacciaio di V. Torta bis zur Cristallina-Hütte vorrücken, wo die Endmoräne auf 2300 m ein Seelein umschließt. Die von C. E. Burckhardt & Günthert in Hafner et al., 1975k) angegebenen Jahreszahlen – 1720 (?) und 1850 – sind zu korrigieren.
Vom P. di S. Giacomo (2924 m) stießen im letzten Spätwürm Eiszungen bis auf die Alpe di S. Giacomo di Manió und in der Val d'Olgia bis 2160 m vor. Wälle des Blockstroms von Garone steigen bis 2250 m herab. Um 1850 hing eine Zunge bis 2300 m herab.
Auch von der Kette Pne. di Manió (2925 m)–Pizzo Rotondo (3192 m)–P. Lucendro (2962 m) stiegen noch im ausgehenden Spätwürm Eiszungen bis tief ins hintere Bedretto-Tal herab. Spätere Staffeln werden auf 2000 m und auf 2120 m durch Endmoränen markiert (Hafner et al., 1975k; Renner, 1982).

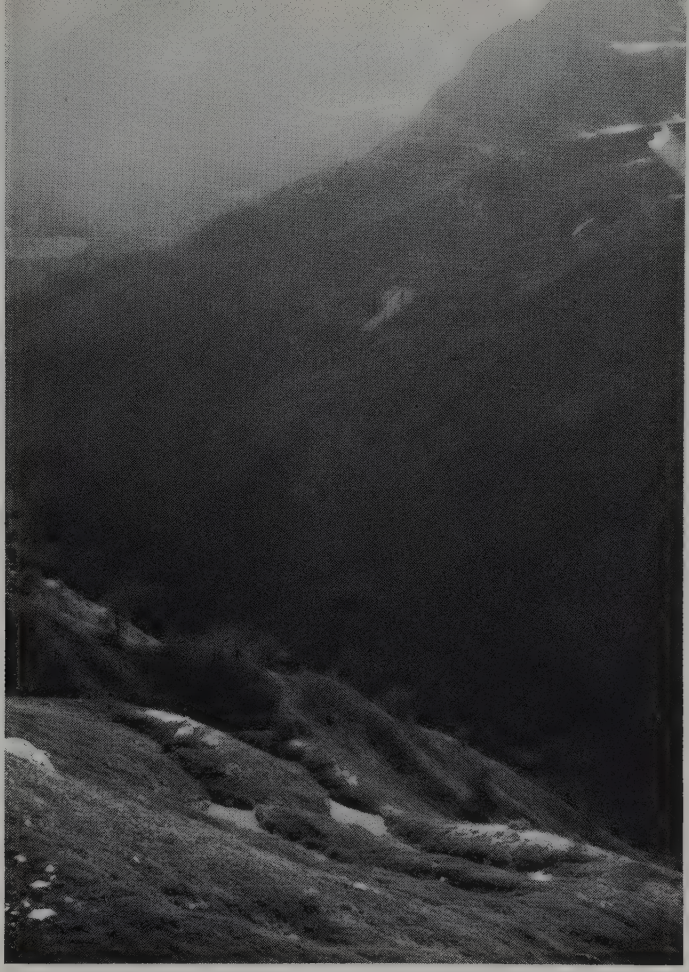


Fig. 232 Durch die Eisentlastung talwärts hochgestellte Bruchschollen auf Alpe Manió, Val Bedretto.

Wie im Vorderrheintal, in Urseren, im Susten- und im Grimsel-Gebiet, im Goms und im Simplon-Gebiet (Bd. 1, S. 393, 394), so zeichnen sich auch im oberen Tessin, vorab in der Val Bedretto (S. Hafner et al., 1975 K; F. Renner, 1982), zahlreiche junge talparallele Störungen ab. In der V. d'Olgia sind letzte Spätwürm-Moränen durch solche mit 5–10 m Sprunghöhe talwärts gehoben worden (Fig. 232), was wohl auf späte isostatische Eisentlastung durch das Tessin-Eis zurückzuführen ist (Bd. 1, S. 394).
Noch in den Abschmelzphasen des letzten Spätwürms stieg der überfließende Gries-Gletscher durch die V. Corno in die hinterste V. Bedretto ab; um 2000 m stellen sich Endmoränen ein. Jüngere Moränen finden sich in der V. Corno auf 2370 m, Rundhöcker bei der Corno-Hütte. Wenn auch zur Zeit der frührezenten Wiedervorstöße kein Gries-Eis mehr über den Corno-Paß (2485 m) in die V. Corno überfloß, so trugen Hängegletscher vom Nufenenstock und von der Grieshorn–Rotentalhorn-Kette dazu bei, daß vom Corno-Paß Eis in die V. Corno und zum Gries-Gletscher (DK XVIII, 1854) abfloß. Durch ein Abfließen nach N zur Ägina, einem südlichen Zufluß der Rhone, und nach SE zum Toce (S. 507), ging das angestammte Einzugsgebiet des Tessins, die Firnmulde auf der NE-Seite des Blinnenhorns, erst in jüngster Zeit ans Rhone-System verloren; dasjenige auf der SE-Seite fiel bereits im Altquartär ans Toce-System (S. 508).

Dank dem Paßverkehr über Greina, Lukmanier und Gotthard wurden die drei ambrosianischen Täler – Riviera, Blenio (S. 474f.) und Leventina – schon recht früh besiedelt. Der Fund eines Bronzebeils in Osogna belegt ein erstes Durchstreifen der Riviera bereits in der Bronzezeit.
Eine hallstattzeitliche Siedlung mit reichen Grabfunden ist aus Arbedo-Castione belegt (M. Primas, 1970, 1972, 1974). Weitere eisenzeitliche Überreste fanden sich in Biasca, Lavorgo, Dalpe, Osco und Deggio oberhalb von Quinto. Sie erlauben in der Leventina die früheren Umgehungswege der beiden Schluchtabschnitte, der Biaschina und des Dazio grande, nachzuzeichnen.
Von Airolo führt ein alter Übergang, von dem streckenweise noch die Pflästerung erhalten ist, durch die V. Bedretto über den Nufenen ins Goms.
Vom 8.–6. Jahrhundert v. Chr. wurden die Umbrer aus ihrer früheren Heimat am südöstlichen Alpen-Vorland verdrängt. Um etruskischer Sklaverei zu entgehen, stießen sie vermehrt in die Alpentäler vor. Seit dem 4. Jahrhundert wurden jedoch auch diese Räume von keltischen Lepontiern beansprucht. Wenn im Tessin Umbrer gelebt haben, von denen Ortsnamen im Mittelalter Kunde geben, dann in Ambrì, das in Urkunden noch nach 1227 als Umbrio, Umbry und Ombri erscheint, ebenso in Ombri auf der linken Seite der Val d'Iragna, einem rechten Seitental der Riviera (J. Siegwart, 1971).
Neben dem alten Paßweg über den S. Bernardino (S. 484f.) führte schon zur Römerzeit ein gepflasterter Fahrweg von Faido über den Monte Piottino nach Prato (F. Staehelin, 1948; J. H. Farnum, 1975). Römische Reste sind von Biasca, Lavorgo und aus dem Gräberfeld von Airolo-Madrano bekannt geworden.
Ein alter, gepflästerter Weg führte aus der oberen Leventina über den Passo Forca in die Val Piora, ein weiterer über den Passo dell'Uomo durch die V. Termine und die V. Medel ins Vorderrheintal.
An der Konfluenz der Val Blenio mit der V. Leventina ist Biasca/Abläsch schon im 6. Jahrhundert von Gregor von Tours († 594) als Castrum, als befestigtes Lager, erwähnt worden. Im St. Galler Verbrüderungsbuch von 830 werden Kleriker von Aviasca – Biasca – genannt. 948 gelangte es ans Domkapitel Mailand.
In der Riviera reichen Gnosca und Cresciano ins 12. Jahrhundert zurück; Claro wird 1207, Lodrino 1215 und Lumino 1237 erstmals erwähnt.
Noch im Hochmittelalter wurde die Talenge des Piottino über Dalpe umgangen; ebenso führte spätestens Anfang des 14. Jahrhunderts ein Weg, allenfalls der bereits eisenzeitliche, über Osco. Erst 1513 eröffneten die Urner einen Saumweg dem Tessin entlang, für den sie Zoll – einen Dazio grande – erhoben.
Die Biaschina zwischen Lavorgo und Giornico wurde lange Zeit über Chironico umgangen, dessen Kirche 1227 erstmals erwähnt wurde.
In der Leventina entstand in Giornico im frühen 12. Jahrhundert die Kirche zu S. Nicolao, das bedeutendste romanische Bauwerk des Tessins; jene von Chiggiogna fällt noch ins 11., jene von Mairengo, Osco und Prato ins 12. Jahrhundert. Quinto wird 1227, Airolo 1224 erstmals genannt. Dieses gewann erst nach der Öffnung der Schöllenen an Bedeutung, als der Elvelinus, der Munt Avellin, wie der Gotthard in Romanisch Bünden heißt, eine wegsame Verbindung an den Vierwaldstättersee erhielt (Bd. 1, S. 247).
Der als Lawinenbrecher geformte, polygonale Turm von Villa in der Val Bedretto ist spätmittelalterlich (B. Anderes in A. A. Schmid, 1976; 1980).

Fig. 233 Die Sackungsmasse von Fontana in der Val Pontirone, einem linken Seitenast der Val Blenio. Links der Sattel der Butta di Borgeno (2222 m), von dem sich der Grat zum P. di Strega hochschwingt. Von der WSW-Wand brach die Sackung längs konform verlaufender Schaufelflächen, deren Ausbiß sich in Nackentälchen zu erkennen gibt, portionenweise gegen die V. Pontirone nieder. Aus: G. Zeller, 1964.

Der Brenno-Gletscher und seine Zuflüsse im Spätglazial

Beim S-exponierten Brenno-Gletscher liegen dem Biasca-Stadium entsprechende Stände in der unteren *Val Blenio* unterhalb von Malvaglia. E des Dorfes und bei Semione zielen Moränen gegen den Talgrund. Eine interne Staffel verliert sich bei Ludiano und SE von Motto. Das Zungenbecken wurde von den Bergsturzmassen von Ludiano überschüttet, deren Niederbrechen zeitlich den Stürzen der Biaschina entsprechen dürfte (S. 450). Die Stirn wurde offenbar vom Brenno eingeschottert. Absteigende Seitenmoränen und Rundhöcker belegen an der Mündung des Orino-Gletschers eine Eishöhe von 600 m. Talaufwärts zeichnet sich das Biasca-Stadium in Moränen bei Marolta und Alteniga und in Rundhöckern bei Corzonesco und Acquarossa ab.

In der unteren Val Blenio haben bis auf den Grat zurückgreifende Sackungsanrisse die spätglazialen Moränen weitgehend zerstört.

Die auf dem Grat zwischen ihr und der von NE mündenden Val Pontirone bis auf 1700 m hinauf reichende Moräne dürfte als hochwürmzeitliche Mittelmoräne zwischen den beiden Eisströmen gebildet worden sein. In der V. Pontirone stirnte der *Lesgiüna-Gletscher* nach der Mündungsschlucht bei Pontirone um 850 m, im jüngeren Spätwürm am Zusammenfluß der Quelläste der Lesgiüna auf gut 1200 m, was durch absteigende Wälle dokumentiert wird (R. Oberhänsli, 1973). Sackungen mit bis 100 m

tiefen Nackentälchen fuhren von der rechten Flanke zutal (G. Zeller, 1964; Fig. 233). Letzte Spätwürm-Wälle zeichnen sich in den Talschlüssen auf Alpe di Cava um 1900 m, auf A. di Sceng di Sopra um 1700 m und auf A. di Giümela um 1750 m ab. Von ihr steigt eine rechte Ufermoräne bis auf 2150 m an. Frührezente Stände des Ghiacciaio di Basso reichten bis 2000 m herab. 1962 endete er auf 2220 m; Ende der 60er Jahre war er ausgeapert; 1973 hat er sich wieder neu gebildet (Oberhänsli, 1973).

Aus der Val Malvaglia stieß der *Orino-Gletscher* bis an den Talausgang vor und vereinigte sich noch mit dem Brenno-Gletscher, was NE von Malvaglia durch Wallreste bekundet wird. Später stirnte er bei Sciarci auf knapp 750 m, was auf der linken Seite durch eine steil gegen einen Rundhöcker absteigende Ufermoräne, auf der rechten durch eine Moränenterrasse belegt wird. Aus der Val Biäsagn hing regeneriertes Eis bis in die Orino-Schlucht herab.

Das Faido-Stadium scheint sich am moränenbedeckten Felsriegel an der Mündung des vom Pizzo di Strega gegen WNW absteigenden Valcombru-Gletschers auf 930 m, im Bacino di V. Malvaglia, abzuzeichnen. Bergstürze, Sackungen und Rutschungen haben die Spuren auf der rechten Talflanke verwischt. Noch im späteren Spätwürm dürfte der Orino-Gletscher bis unterhalb der Mündung des Talkessels vom Rheinquellhorn (3200 m), bis 1300 m, vorgestoßen sein. Gleichzeitig stieg aus der Val Madra ein Seitengletscher bis in die Val Malvaglia ab, wo er am Talausgang bei Madra beidseits durch stirnnahe Seitenmoränen belegt wird. Letzte Spätwürm-Moränen liegen in den Karen auf 1700 m, im Talschluß des Orino und auf A. di Pozzo um 1860 m. Jüngere, wohl bereits holozäne Moränen stellen sich auf A. di Quarnéi um 2040 m ein. Dort haben sich auch Blockgirlanden ausgebildet (Zeller, 1964; Fig, 233).

Aus Gleichgewichtslagen um 2400 m und der bei W- und SE-Exposition damit übereinstimmenden klimatischen Schneegrenze ergibt sich für den tiefsten Stand eine Depression von knapp 400 m gegenüber der heutigen.

Aus dem Kar der Cima di Gana Bianca (2842 m) stieg im Biasca-Stadium ein Gletscher bis in die Val Blenio ab, im Faido-Stadium bis 900 m, im Airolo-Stadium bis unter 1300 m, dann bis 1600 m und im letzten Spätwürm über Alpe Pièi bis 2200 m. Im Talschluß reicht ein Blockstrom bis 2250 m herab.

Aus dem Firngebiet zwischen Punta di Larescia (2195 m), Pizzo Molare (2585 m) und Motto Crostel (2302 m) mündeten Eiszungen. Im Faido-Stadium endeten sie W von Marolta um 900 m (L. Bossard 1925; in H. Preiswerk et al., 1934k). Weiter SW erschweren Sackungen das Aufspüren gleichaltriger Zungenenden. Moränen des letzten Spätwürm liegen E des Pizzo Molare auf 1700 m, SE auf 1950 m. Zwischen P. di Nara (2231 m) und Motto Crostel hingen Firnfelder auf der E-Seite bis gegen 1900 m herab. Weiter S, vom P. d'Era (2416 m) zum Matro (2166 m), hatten sich Kare gebildet, aus denen Gletscher bis 1600 m bzw. 1860 m abstiegen. Noch im letzten Spätwürm war das Kar SE des P. d'Era bis 2040 m eiserfüllt.

Im Airolo-Stadium endete der Greina-Brenno-Gletscher, dank der Zuschüsse aus der Val Luzzone und der V. di Campo, hinter der Schlucht N von Olivone um 1200 m.

Mehrere Eisstände zeichnen sich in der Val Blenio N der Mündung der *Val Soi* ab. Der höchste, durch Abschmelzphasen gekennzeichnete Stand liegt auf Pradoir E von Aquila auf 1460 m. Er ist wohl dem bis Cadenazzo und Cugnasco reichenden Stand des Brenno/Mesolcina/Tessin-Gletschers zuzuordnen. Ein nächsttieferer Eisstand tritt zwischen dem Brenno- und dem vom Rheinwaldhorn (3402 m) abfließenden Soi-Gletscher in den Seitenmoränen auf Piano di Garè um gut 1200 m auf. Damals, im Biasca-Stadium des

Fig. 234 Die Kare S und N der Cima di Piancabella (2671 m), oberer Bildrand, im westlichen Quellgebiet des Orino in der Val Malvaglia, einem linken Seitenast der Val Blenio.
Am Ausgang der Valle di Scieru die Alphütten (unten, Mitte), dahinter Stirnlappen eines Blockstroms. Weiter talauf jüngere, von Seitenmoränen begrenzte Stirnwülste (Bildmitte), jüngste Wälle im Kar. Rechte Bildecke: Alpe di Pozzo. Luftaufnahme der Eidg. Vermessungsdirektion. Aus: G. Zeller, 1964.

Tessin-Gletschers, dürfte der Brenno-Gletscher unterhalb von Malvaglia gestirnt haben. Bei dem noch tieferen, auf Cregua di Dangio durch Seitenmoränen belegten Stand vereinigten sich Brenno- und Soi-Gletscher auf knapp 1000 m Höhe. Mit diesem sind wohl die Seitenmoränen von Larescia SW von Olivone zu verbinden (Fig. 236). Sie bekunden dort eine Eishöhe um 1140 m. Eine entsprechende Lage gibt sich um Olivone im Mittelmoränenrest zwischen den beiden Armen des Brenno-Gletschers vom Lukmanier und von der Greina sowie in einer Seitenmoräne des von NE mündenden *Carassino-Glet-*

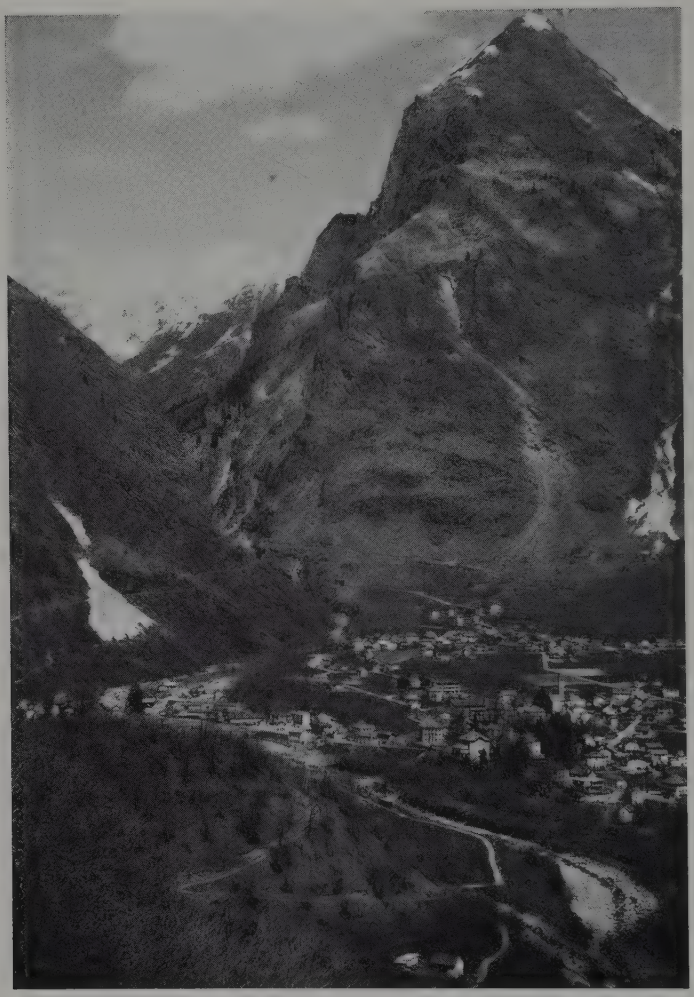


Fig. 235 Der Talkessel von Olivone TI mit dem Rundhöcker von Sina (links) und dem Schuttfächer aus der Val di Carassino (rechts). Dahinter der Sosto mit einer Mittelmoräne in gut 1900 m Höhe. Im Hintergrund der Pizzo Marumo (S des Passo della Greina).

schers zu erkennen. Das Zungenende dürfte bei Ponto Valentino gelegen haben, während der Tessin-Gletscher bei Faido gestirnt hat. Der Rundhöcker von Grumascio wurde bereits nicht mehr vollständig vom Soi/Brenno-Eis überfahren. Bei höheren Eisständen dagegen wurde der damals bei Dangio mündende Soi-Gletscher vom Brenno-Eis ganz auf die linke Talflanke gedrängt, so daß sich im bewegungsarmen Bereich zwischen den beiden Gletschern der Grumascio-Rundhöcker bilden und der Soi-Gletscher sich erst S davon mit dem Brenno-Eis vereinigen konnte. Ganz analog haben sich SW von Olivone, im Mündungsbereich der beiden Brenno-Gletscher (Fig. 235) und bei Campo (Blenio), im Konfluenzbereich von Campo-, Greina-Brenno- und Luzzone-Gletscher, Rundhöcker ausgebildet.

Rückzugsstaffeln des Standes von Ponto Valentino zeichnen sich W und E von Olivone sowie auf der Pianezza di Larescia und bei Pinadee, NW bzw. N von Aquila, ab. In dieser Abschmelzphase sind die Sackungen der Gana und beidseits des Riascio niedergebrochen. Im Stadium von Airolo stieß der Soi-Gletscher erneut bis in die Val Blenio vor, schüttete

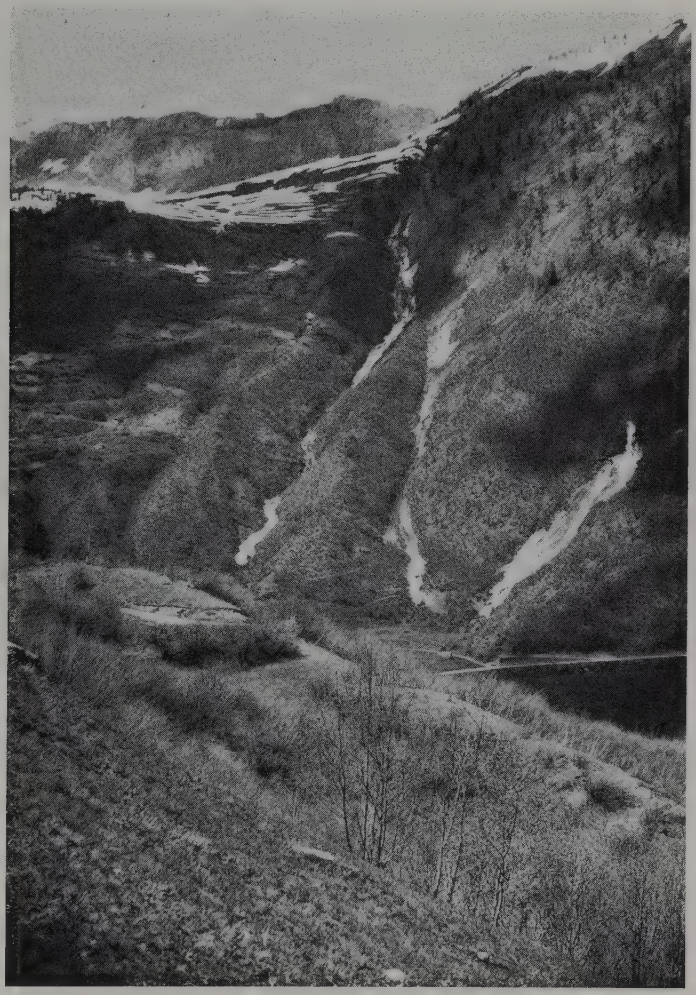


Fig. 236 Spätwürmzeitliche Moränenwälle des von W zufließenden Lukmanier-Arms des Brenno-Gletschers auf Larescia SW von Olivone TI. Im Hintergrund Alpe Anvéuda und der Grat der Costa.

einen mächtigen Sander (H. Jenny in G. Frischknecht et al., 1923 k) und erreichte mit seiner Stirn W von Dangio nochmals den Brenno. Zugleich schüttete er beidseits des Talausganges markante Seitenmoränen. Dagegen blieb der Riascio-Gletscher – infolge seines in der Colma (2406 m) und der Cima di Pinadee (2486 m) weniger hoch hinaufreichenden Einzugsgebietes – etwas zurück. In der Vorstoßphase hatte sich aus den lockeren Schuttmassen der zuvor niedergefahrenen Sackungen ein mächtiger Sanderkegel gebildet, der beim Abschmelzen in einer tiefen Kerbe zerschnitten wurde.

Jüngere Spätwürm-Stände zeichnen sich in der Val Soi bei Güfèra, bei Mancuróu und bei Soi-Grumascói ab; jüngste Moränen liegen im Talschluß bei Piana.

Frührezente Klimarückschläge ließen den Vadrecc di Bresciana in der Mündungsschlucht bis 2200 m vorrücken; 1961 war er bis auf 2560 m zurückgeschmolzen.

Das in der *Val di Carassino* sich sammelnde Adula-Eis und dessen Schmelzwässer schufen wohl schon im Alt- und Mittelpleistozän den Durchbruch zwischen den Bündnerschiefern des Sosto und der über die Soja-Schuppe aufgeschobenen Adula-Decke.

Fig. 237 Die Val di Carassino, der nordwestliche Sammeltrog des Adula-Eises von der Adula-Hütte gegen P. Medel (3211 m), links die Colma mit der Sackung W der Alpe Cassimoi (Bildmitte). Aus: G. Zeller, 1964.

Doch teilte sich das Adula-Eis noch im spätwürmzeitlichen Airolo-Stadium am Talknick NE von Olivone. Ein Arm floß, noch immer dem angestammten Lauf der V. di Carassino folgend, über den Passo Muazz (1700 m) und vereinigte sich N des Sosto mit dem Luzzone-Gletscher, der andere wandte sich gegen SW, füllte das Becken des Piano di Compietto und hing NE von Olivone bis 1100 m herab. Der gegen das Dorf abfallende Schuttfächer ist als zugehöriger Sander zu deuten. Im ausgehenden Spätwürm endete der Carassino-Gletscher im Talboden um 1600 m. Nach dem Knie unterhalb der V. di Carassino wurde auf Compietto durch einen vom N-Ende der Cima Sgiu niedergefahrenen Bergsturz ein See gestaut, der sich – wie Strandterrassen belegen – in mehreren Schüben entleerte und in Olivone-Marzano, zusammen mit niedergefahrenen Bergsturz-Trümmern, den Sanderkegel überschüttete.

Beim Zurückschmelzen fuhren von der Colma Sackungen nieder (Zeller; Fig. 237). Im letzten Spätwürm stiegen Vadrecc di Fornee und Vadr. di Casletto noch bis ins Tal, bis unterhalb 1900 m, ab. Frührezente Moränen bekunden ein Zungenende um 2300 m.

Die spät- und nacheiszeitliche Eintiefung des Brenno della Greina in den Schuttfächer aus der V. di Carassino beträgt über 15 m. Sie erfolgte nach dem Niedergang der Gana, der Mure des Riascio aus dem Kessel zwischen Cima Sgiu und C. di Pinadee, im jüngeren Spätwürm.

Das aus der *V. Scaradra*, von der SW-Seite des Piz Terri (3149 m), über Crap la Crusch–Alpe di Motterascio, von der Greina und aus S-exponierten Karen der Coroi-Gruppe durch die V. Luzzone abfließende Eis erreichte im Airolo-Stadium noch das Brenno-Eis

Fig. 238 Der Greina-Paß mit dem Piano della Greina, ein letztspätwürmzeitliches Zungenbecken des Brenno-Gletschers, das nach dem Abschmelzen von einem See erfüllt war. Im Hintergrund Piz Zamuor und P. Canal.

bei Campo (Blenio). Spätere Vorstöße geben sich auf Alpe Cavalasca, A. Larciolo, den Hütten von A. di Motterascio – hier mit Kristallin-Erratikern (J. D. Frey, 1967) –, auf A. Scaradra di sopra und di sotto, auf Tunch und Dolce zu erkennen. Spätholozäne und frührezente Moränen liegen S von Alpe Scaradra di sopra. Sie bekunden ein Abbrechen der Zunge über die 200 m hohe Felsstufe.

Noch im ausgehenden Spätwürm lagen die Rundhöcker der Alpe di Motterascio unter Eis, das mit dem der Greina-Hochfläche über den Crap la Crusch zusammenhing. Daß damals Eis aus der Greina-Talung über Crap la Crusch zur Alpe di Motterascio überfloß, wird neben Moränenwällen durch Erratiker von Medelser Augengneis belegt. Im letzten Spätwürm dürften nur noch die beiden Moore von Eis erfüllt gewesen sein. Um 1850 hingen von der damals noch verfirnten Kette des Piz Vial (3168 m) mehrere Lappen gegen die Greina herab, derjenige vom P. Gaglianera und P. Vial bis 2460 m (DK XIV, 1859). 1973 endete der Glatscher da Gaglianera auf 2800 m (F. Müller et al., 1976).

Von der W-Seite des Lukmanier-Passes, vom Pizzo Rondadura (3016 m) stieg der Rondadura-Gletscher um 1850 noch bis 2470 m herab.

Eine oberhalb von Daigra bis auf 1550 m herabreichende Moräne des vom Piz Medel (3211 m) und von der Greina durch die V. Camadra abgeflossenen *Greina-Brenno-Gletschers* setzt bei einer Gleichgewichtslage um 2350 m und SE-Exposition eine Schneegrenze von 2350 m voraus. Heute bewegt sich diese am P. Medel um knapp 2900 m, am P. Coroi (2785 m) auf gut 2800 m. Damit dürfte der Vorstoß ins ausgehende Spätwürm fallen.

Noch im letzten Spätwürm vereinigten sich beide Gletscher und stirnten um 1900 m. Letzte Moränen reichen in der Val Camadra bis gegen 2000 m und bis 2100 m herab.

In den Seitentälern von Gambetta und Sassina stiegen Eismassen bis an die Mündung vor. Zwischen der Val Camadra und der V. di Campo hat sich eine mächtige Mittelmoräne

ausgebildet. Der flach von 1710 m auf 1660 m abfallende Grat dürfte wohl dem Stadium von Aquila entsprechen.
In der Motra de Pinadaigra hat sich zwischen Camadra- und Luzzone-Eis ein markanter Rundhöcker ausgebildet.
Der Gletscher in der *V. di Campo* endete zunächst bei Campo (Blenio) um 1300 m. Vor Calcarida W von Campo zeichnet sich ein nächster Stand in einem stirnnahen Wall ab. Eiszungen von der Costa (2516 m) stirnten im Airolo-Stadium um 1650 m; an ihrem E-Ende füllte eine noch das Becken von Anvéuda bis 1600 m. Im ausgehenden Spätwürm hingen sie bis 2000 m, zuletzt noch bis 2150 m herab. In der von W mündenden Valle Santa Maria endete der *Brenno di Lucomagno*-Gletscher im Airolo-Stadium im Becken von Campra, wo sich Rundhöcker, Moränen und seichte Schmelzwasserrinnen finden, im ausgehenden Spätwürm am SW-Ende des Pian Segno, auf 1650 m.
In den ausgekolkten Becken von Campra di là und von Piano sowie oberhalb der Sakkung des Gualdo Maggiore in der Vall'Ambrosa bildeten sich nach dem Abschmelzen des Eises Seen, die im Laufe des Holozäns verlandet sind.

Die Vegetationsentwicklung in der Valle Santa Maria

Mit einer 11,2 m tiefen Pollen-Bohrung drang H. J. Müller (1972) in der südlichsten Rinne aus der Ebene von *Campra* (1420 m) W von Olivone bis in die ausklingende Älteste Dryaszeit vor. In hellen Glazialtonen mit minimaler Pollenfrequenz finden sich spätglaziale Pioniergesellschaften mit *Juniperus*. Dieser breitete sich bei erhöhter Frequenz, zusammen mit *Hippophaë*, aus und bekundet wohl die Vegetationsentwicklung im Interstadial nach dem Airolo-Stadium.
Bei 10,5 m setzt organische Sedimentation ein. *Juniperus* und *Artemisia* fallen zurück; *Hippophaë* und *Salix* erreichen bei 10–20facher Pollenfrequenz ihr Maximum. *Pinus* steigt auf fast 40%. Als anspruchsvollere Pflanze tritt *Filipendula* – Spierstaude – auf. Ein schwacher Gipfel eines kleinen *Betula*-Pollens deutet, zusammen mit Fruchtresten von *B. humilis/nana*, auf temporär sich ausbreitende Strauch-Birken. Diese Strauchphase ist mit einem ^{14}C-Datum von 10940 ± 160 v. Chr. dem Bölling-Interstadial zuzuweisen. *Pinus* geht zurück; die Nichtbaumpollen nehmen zunächst zu, fallen aber – vorab *Artemisia*, *Rumex/Oxyria*, Chenopodiaceen, *Saxifraga oppositifolia* und *Ephedra* – mit den Sträuchern wieder stark ab. *Pinus silvestris/mugo* steigt erneut gegen 50% an. Daneben kommen *P. cembra* und *Betula* hoch.
Aufgrund der Sand-Einschwemmung war die Pflanzendecke noch nicht ganz geschlossen. *Juniperus* und der Anteil an Nichtbaumpollen deuten auf lichte Stellen. Durch Großreste sind *Larix* – Lärche, *Pinus cembra* – Arve, *B. humilis* und als Baumbirke wohl *B. pubescens* nachgewiesen.
Ein ausgeprägter Doppelgipfel von Nichtbaumpollen mit Spätglazial-Arten belegt auf Kosten der auf unter 50% zurückgefallenen *Betula* und *Pinus* eine Auflockerung des Waldes in der Jüngeren Dryaszeit. Mit einem Birken-Gipfel um mindestens 7370 ± 110 v. Chr. endet diese Krautphase. Dann treten die spätglazialen Arten zurück. Die Sand-Einschwemmung hört auf: die Vegetationsdecke hat sich geschlossen.
Nachdem *Juniperus*, *Salix* und *Hippophaë* wieder stärker zurückgetreten sind, beginnt die Wiederbewaldung. Zunächst erreichen Lärchen und Arven neben Waldföhre und Birken noch bedeutende Anteile. Neben *Betula humilis* herrscht unter den Baumbirken

zunächst *B. pubescens*, später *B. pendula* vor. Auf Kosten von *Pinus* breiten sich Laubgehölze, auf Alluvialböden *Alnus incana* und *Salix* aus.
In 7,45 m zeichnet sich ein hoher Cyperaceen-Gipfel ab. Zugleich vollzieht sich ein Wechsel von Braunmoos- zu Cyperaceen-Torf; die Wasserpflanzen – *Sparganium* und *Potamogeton* – setzen aus: die Verlandung ist abgeschlossen. Darüber folgt *Sphagnum*-Torf; die Cyperaceen werden von Gramineen abgelöst.
In 6,3 m beginnt die *Abies*-Ausbreitung. Eine ^{14}C-Datierung ergab 7150 ± 400 v. Chr. Die bedeutende Torfmächtigkeit von über 3 m in nur gut 200 Jahren (?) deutet Müller, wie Zoller (1960), als rasches Wachstum im Verlandungsbereich. *Abies* wäre damit – wie auf der Bedrina W von Faido – bereits im Präboreal zur Vorherrschaft gelangt. Nur an der Wende Boreal/Älteres Atlantikum wird sie kurzfristig von *Tilia* übertroffen.
In 4,40 m vollzieht sich der Übergang von *Sphagnum*- in Cyperaceen-Torf. Ob dies als Zeichen erhöhter Niederschläge – als Misoxer Kühlphasen (?) – zu deuten ist?
Bereits im Älteren Atlantikum, um 4680 ± 300 v. Chr., wird *Abies* von *Picea* verdrängt. Diese herrscht auch im Jüngeren Atlantikum und im Subboreal vor, wobei ihr aber stets *Abies* beigemischt bleibt. An der Wende zum Subboreal wandert *Alnus viridis* ein.
Mit *Castanea* und *Juglans* setzen in 1,45 m die Kulturzeichen ein: *Picea* und *Abies* fallen stark ab; die Farne breiten sich aus; *Plantago lanceolata* – Spitzwegerich, Caryophyllaceen, Ranunculaceen, Umbelliferen, Cruciferen, *Epilobium* und *Ligusticum* erscheinen. Sie deuten auf die kelto-römische Zeit hin. Eine Probe in 1,5 m Tiefe ergab jedoch eine ^{14}C-Datierung 1770 ± 100 v. Chr. (!). Dann treten die Kulturzeiger wieder zurück, und die Grauerle herrscht vor. In 1 m Tiefe nimmt der Krautpollen-Anteil erneut zu. Mit mittelalterlichen Weide-Rodungen setzen Kultur-, Wiesen- und Weidepflanzen ein.
Bereits im tiefsten Abschnitt des Flachmoores von Stabbio Vecchio (1730 m) SW von *Acquacalda* konnte Müller (1972) in 5 m Tiefe bis ins Präboreal vorstoßen, was in 4,65 m, am Anstieg der ersten wärmeliebenden Gehölze, durch ein ^{14}C-Datum von 7270 ± 110 v. Chr. bestätigt wird.
Die eisfrei gewordenen Böden wurden von lückenhafter Pioniervegetation bedeckt. Die schon früher ausgeaperten Anhöhen dagegen waren bereits von Arven und Legföhren bestockt, die aufgrund von Nüßchen-Funden nahe ans Moor heranreichten. *Salix*-Hölzer bekunden das Aufkommen einer Strauchschicht. Die Besiedlung mit artenreichen Krautgesellschaften vollzog sich rasch: auf sauren Böden *Vaccinium*, auf Felsunterlage *Sempervivum*, auf nährstoffreichen Böden Hochstauden. Ein Teil der Rosaceen-Pollen dürfte von *Sorbus aria* – Mehlbeerbaum – stammen. Nach den Großresten sind auch *Larix*, *Alnus incana* und *Betula pubescens* zu den Pionieren zu zählen.
Bis zur Ausbreitung von *Picea*, kurz vor 4000 v. Chr., herrschte ein Lärchen-Arven-Wald vor. Um 6300 ± 100 v. Chr. ist *Abies* eingewandert und durch Nadeln belegt. Eine nächste ^{14}C-Datierung mit 4030 ± 110 v. Chr. fixiert die Wende vom Älteren zum Jüngeren Atlantikum. Der Lärchen-Arven-Wald wurde durch die Fichte verdrängt. Nochmals tritt die Legföhre kurzfristig hervor. Um 3000 v. Chr. wandert die Grünerle ein; um 2400 v. Chr. breitet sie sich aus. *Picea* fällt langsam ab. Zugleich wird der Wald etwas gelichtet.
In 80 cm Tiefe erscheinen erstmals Getreide-Pollen, knapp vor *Castanea* und *Juglans*, welche die römische Zeit belegen. An der Grenze vom Älteren zum Jüngeren Subatlantikum zeichnet sich die Alpweide-Rodung ab.
Heute steigt die Edelkastanie in der Val Blenio bis 1200 m, bei Olivone bis auf 1070 m, der Nußbaum bis auf 1100 m an. S des Passo di Lucomagno liegt die Waldgrenze auf

2040 m, die Baumgrenze nur wenig höher. Dagegen fallen Wald- und Baumgrenze gegen die Greina – wohl wegen des Windgassen-Effektes (S. 460) – rasch beträchtlich ab. Bei Daigra reicht der Wald noch bis auf 1900 m; gegen die Sassina steigen die höchsten Einzelbäume bis auf 1980 m. Auch in der V. di Garzora, in der Windgasse über Alpe di Motterascio–Crap la Crusch (2259 m)–Plaun la Greina, verhalten sich die beiden Grenzen analog. Ebenso treten *Rhododendron ferrugineum* – Alpenrose – und *Salix helvetica* – Helvetische Weide – zurück. Gesamthaft erscheint die Flora deutlich artenärmer, aber gleichwohl noch nicht «arktisch» (R. Sutter, 1976).

Zur Ur- und Frühgeschichte der Val Blenio, des Lukmanier und der Greina

Als ältestes Zeugnis einer Durchstreifung der Val Blenio gilt eine neolithische Pfeilspitze, die in Olivone gefunden worden ist. Über den *Lukmanier* (1916 m) – nach lucus magnus = großer Wald – führte schon ein alter Räterweg. Im Bleniotal belegen hallstattzeitliche Funde bei Ludiano-Motto und in Olivone eine frühe Besiedlung (M. Primas, 1970, 1974). Weitere Funde stammen von Semione. Aus römischer Zeit sind Funde von Malvaglia mit 5000 Münzen von Augustus bis Diocletianus und von Olivone bekannt. Noch erhaltene Straßenstücke finden sich bei Dongio, Camperio und bei Campra, ein Brückenbogen bei Aquila. Beim Straßenbau auf der Paßhöhe ist 1876 ein spätrömisch-frühmittelalterlicher Wurfspieß zum Vorschein gekommen.
Eine Belebung des Paßverkehrs erfolgte im 7. und 8. Jahrhundert im Zusammenhang mit der ersten dichteren Besiedlung; die Blütezeit lag im Hochmittelalter, vorab zur Zeit der Staufen-Herrschaft (I. Müller, 1948). Bereits um 1100 entstand in Casaccia S der Paßhöhe ein erstes Hospiz, bei S. Gagl auf der N-Seite des Passes ein zweites.
1374 wurde in der Nähe der Paßhöhe des Lukmaniers ein weiteres Hospiz gegründet. Von diesem konnten vor dem Aufstau des Stausees die Grundmauern freigelegt und zahlreiche Gegenstände geborgen werden (H. Erb & M.-L. Boscardin, 1974).
Von 1162–68 wurde die als Talriegel wirkende Burg von Serravalle bei Semione erbaut. Ein alter, schon vor der urnerischen Besetzung der Leventina begangener Paßweg führte von Chiggiogna E von Faido über die Bassa di Nara (2123 m) nach Negrentino an der bis ins frühe 11. Jahrhundert zurückreichenden Kirche vorbei nach Prugiasco an der alten Lukmanierstraße. Leontica wird als Lebontia im Itinerar eines Anonymus aus Ravenna schon im 7. Jahrhundert genannt (Fig. 239).
Die erste Erwähnung der Gotteshäuser von Semione und Torre fällt in die Wende zum 12. Jahrhundert; die Kirche von Olivone wird 1136 erstmals genannt, jene von Leontica 1204, von Castro 1205, von Malvaglia 1207, von Corzonesco 1211, von Aquila 1213 und von Prugiasco-Negrentino 1214 (B. Anderes in A. A. Schmid, 1976; 1980).
Auch die *Greina* (2357 m), deren Name von tessinisch grena – dichter Nebel, der die Berge umhüllt – abgeleitet wird und dem lepontisch keréna – Hirsch – zugrunde liegen dürfte, wurde früh begangen, wohl als Lepontier aus der V. Blenio ins Lugnez einwanderten.
Nach P. Siegwart (1972, 1975, in B. C. Thurston, 1973) soll die Greina der uralte Paß des Mons Aduelas sein, den der griechische Geograph Strabon um 20 n. Chr. bei den Quellen des Rheins und des Ticino beschrieben hat. 1973 fand Thurston (1975) auf der Paßhöhe eine römische Münze.
Die frühe Erwähnung der Kirchen: Ghirone – 1215, Campo – 1225 – deutet darauf hin, daß die Greina als Übergang ins Vorderrheintal im Mittelalter begangen worden ist.

Fig. 239 Der rechte, von Moräne bedeckte Talhang der Val Blenio mit Leontica (links), der Kirche von Negrentino (rechts) und Prugiasco (links unten). Im Hintergrund die Kette des Pizzo Alto (2366 m).

Mit dem Aufkommen des Gotthards (Bd. 1, S. 247) und dem weiteren Ausbau des Septimers (S. 391) vermochte sich der Lukmanier nur schwer zu behaupten. Zudem brachten der 1512 vom Crenone bei Biasca niedergefahrene Bergsturz und der Ausbruch des bis 1515 dahinter aufgestauten Sees die Talschaft in arge Not. Der See reichte nach und nach bis Malvaglia, überflutete Straße und Dörfer und brachte den Verkehr zum Erliegen.

Die spätwürmzeitlichen und holozänen Gletscher in der Val Calanca

W der Mündung der Val Calanca reichte das Eis – auf Prepiantó durch Rundhöcker belegt – bis auf 1550 m. Im Mündungsbereich von Mesolcina- und Tessin-Gletscher stand es – aufgrund einer einsetzenden Mittelmoräne im Würm-Maximum – bis auf 1430 m, in der Riß-Eiszeit bis auf 1650 m.

Rundhöcker am Ausgang der Val Calanca zeugen von einem Stau des austretenden Calancasca-Eises durch den Moesa-Gletscher, der aus seiner angestammten SSW-Richtung gegen WSW umbiegt. Am linken Talausgang fallen sie bei Sta. Maria von 970 m auf unter 900 m ab; am rechten, bei Giova N von Roveredo, liegen sie um 1000 m, weiter NW reichen sie bis auf 1500 m hinauf. Über die Rundhöcker-Hochfläche von Pian di Scignan fällt ein wellenartig verlaufender Wall von 1600 m Höhe bis 1400 m ab (R. Seiffert, 1953, 1960), der als Mittelmoräne zwischen Calancasca- und Moesa-Gletscher zu deuten ist.

Jüngere, steil abfallende Moränen W von Castaneda belegen in den Ständen zwischen dem Lago Maggiore und Bellinzona ein Eindringen des Moesa-Eises ins Calanca-Tal. Oberhalb von Castaneda und Sta. Maria, auf Caurga und auf S-cit del Mottan, haben

sich tiefe Felsspalten geöffnet (R. Seiffert, 1960). Vermessungen des Kirchturms von Castaneda haben ergeben, daß sich dieser im Laufe von 30 Jahren um 81 cm talwärts bewegt hat (P. Kessler, Zürich, schr. Mitt.).

In der mittleren Val Calanca reichte das Eis im Würm-Maximum bis auf über 1900 m, was durch rundhöckerartige Überprägung des Mottone, eines quer zur Talachse verlaufenden Gneis-Rückens, belegt wird. Rundhöcker auf Poz dell'Ors, auf knapp 1800 m, dürften noch im Stadium von Sesto Calende vom Eis überfahren worden sein; jene im Bosco del Ross erfordern eine Mindest-Eishöhe um 1600 m. Sie dürften das Stadium von Ispra/Melide belegen. Rundhöcker um 1450 und 1400 m sind mit den Endlagen des Tessin-Gletschers im Mündungsbereich der Verzasca und von Cadenazzo zu verbinden. Damit dürfte die Eismächtigkeit im mittleren Calancatal noch 550 bzw. 500 m betragen haben. Die Verflachungen um 1250 m bekunden einen bis an den Talausgang reichenden Calancasca-Gletscher.

Am S-Grat von I Rodond (2830 m) finden sich Spuren einer Eisüberprägung bis auf über 2300 m; deutlicher werden diese von 2200 m an, und markante Rundhöcker reichen bis gegen 2100 m hinauf.

Mit Moesa- und Traversagna-Gletscher schob sich der Calancasca-Gletscher im Biasca-Stadium bis in die Mesolcina, im Faido-Stadium – dank der Zuschüsse – bis unterhalb Buseno vor. Aus der Gleichgewichtslage des vom P. di Claro (2727 m) gegen Buseno abgestiegenen Mosghé-Gletschers ergibt sich eine klimatische Schneegrenze von 1800 m.

Im nächsten Stadium, in dem sowohl die vom Mottone (2692 m) gegen Arvigo und Bodio GR abfallenden Gletscher als auch die von der linken Talflanke absteigenden Auriglia- und Motta-Gletscher nochmals bis fast in die Talsohle vorstießen, rückte der Calancasca-Gletscher bis Cauco, ins Trümmerfeld eines zuvor von der rechten Talflanke niedergebrochenen Bergsturzes, vor.

Die Zungenenden des Calancasca-Gletschers der jüngeren Stadien lassen sich infolge der Sackungen im Bosch de Santa Maria N von Rossa kaum angeben.

Ein im Rheinwald wohl dem Stadium von Sufers entsprechender Stand des Calancasca-Gletschers zeichnet sich unterhalb des Pian d'As auf gut 1300 m in stirnnahen Seitenmoränen und im dahinter gelegenen Zungenbecken ab. Auch die Seitengletscher rückten erneut vor: aus der Val Largé zunächst bis 1400 m, von der Alp de Ganan bis 1250 m, einzelne Zungen von der Kette des Piz di Strega (2912 m) fast bis ins Tal.

Hinter der Motta d'As beeinträchtigen die Sackungen im Guald de Revi und im Bosch de Pertüs das weitere Verfolgen der Moränen.

Der Schuttwall von Bosch del Mina an der Mündung der Val di Passit ist als Mittelmoräne zwischen Passit- und Calancasca-Gletscher zu deuten.

Im ausgehenden Spätwürm rückte das Eis aus dem Talschluß, vom Puntone dei Fraciòn (3202 m) und vom Zapporthorn (3152 m), von der Cima Rossa (3161 m) und der C. dei Cogn (3062 m), bis Alp de Pertüs, unter 1600 m vor, wo sich Moränen einstellen, die eine Flußablenkung bewirkt hatten. Holozäne Relikte liegen im Tal um 1900 m. Frührezente Vorstöße hinterließen Spuren bis gegen 2200 m (Seiffert, 1953). Noch um 1850 reichte der Gh. de Stabi bis 2250 m (DK XIX, 1858); 1962 endete er auf 2720 m. In den Hochlagen der Seitentäler sind mehrere junge Rückzugslagen gut entwickelt.

Mit dem von einem Erdbeben ausgelösten Bergsturz von Biasca (S. 475) brachen auch in der Val Calanca Felsmassen nieder, verschütteten das Dorf Campo Bagigno W von Cauco und stauten die Calancasca während Jahrzehnten zu einem See auf (E. Kündig, 1926; Seiffert, 1960).

Fig. 240 Die stirnnahe Mittelmoräne zwischen Moesa- und Calancasca-Gletscher in Grono am Ausgang der Val Calanca. Beim Aushub des Hauses im Vordergrund wurde ein mächtiger Gneis-Erratiker freigelegt.

Die spätwürmzeitlichen und holozänen Gletscher der Mesolcina

Im Misox lassen sich zahlreiche Klüfte beobachten, die parallel und quer zur Talachse verlaufen und die neben der tektonischen Struktur, der tiefgreifenden Misoxer Mulde, für die Talbildungen verantwortlich sein dürften. Eine junge, schräg zu den beiden Systemen verlaufende Störung läßt sich von Mesocco gegen NNE hinüber zum Passo di Balniscio (2351 m) verfolgen.

Im Biasca(=Churer)-Stadium reichte der Mesolcina-Gletscher bis Grono, unterstützt durch Zuschüsse aus Karen des Grenzkammes gegen die Val Calanca: vom Piz de Mucia (2967 m) zum P. de Trescolmen, vom P. Curciusa (2871 m) und vom Seda-Gletscher zwischen P. Bianch (3037 m) und Cima di Balniscio (2851 m). Zugleich vereinigte er sich dort mit Leggia-, Grono- und Calancasca-Gletscher (Fig. 240). Die Steilheit der Talflanke und die Sackungen von Verdabbio verhindern ein Verfolgen der Moränen.

Ein jüngerer Stand – wohl derjenige von Faido – zeichnet sich in der Mesolcina oberhalb von Soazza um 600 m durch Rundhöcker und stirnnahe Moränen ab. Noch im nächstjüngeren, im Airolo-Stadium, stieß das Mesolcina-Eis bis unter den Pian S. Giacomo, auf 1000 m herab, vor.

Von der C. di Balniscio hingen Gletscher bis 1100 m, aus dem Kessel von Barna bis 950 m, vom Grenzkamm gegen die italienische Valle S. Giacomo bis unter 800 m und vom Piz de Trescolmen bis unter 900 m herab. Der Leis-Gletscher endete ob Mesocco.

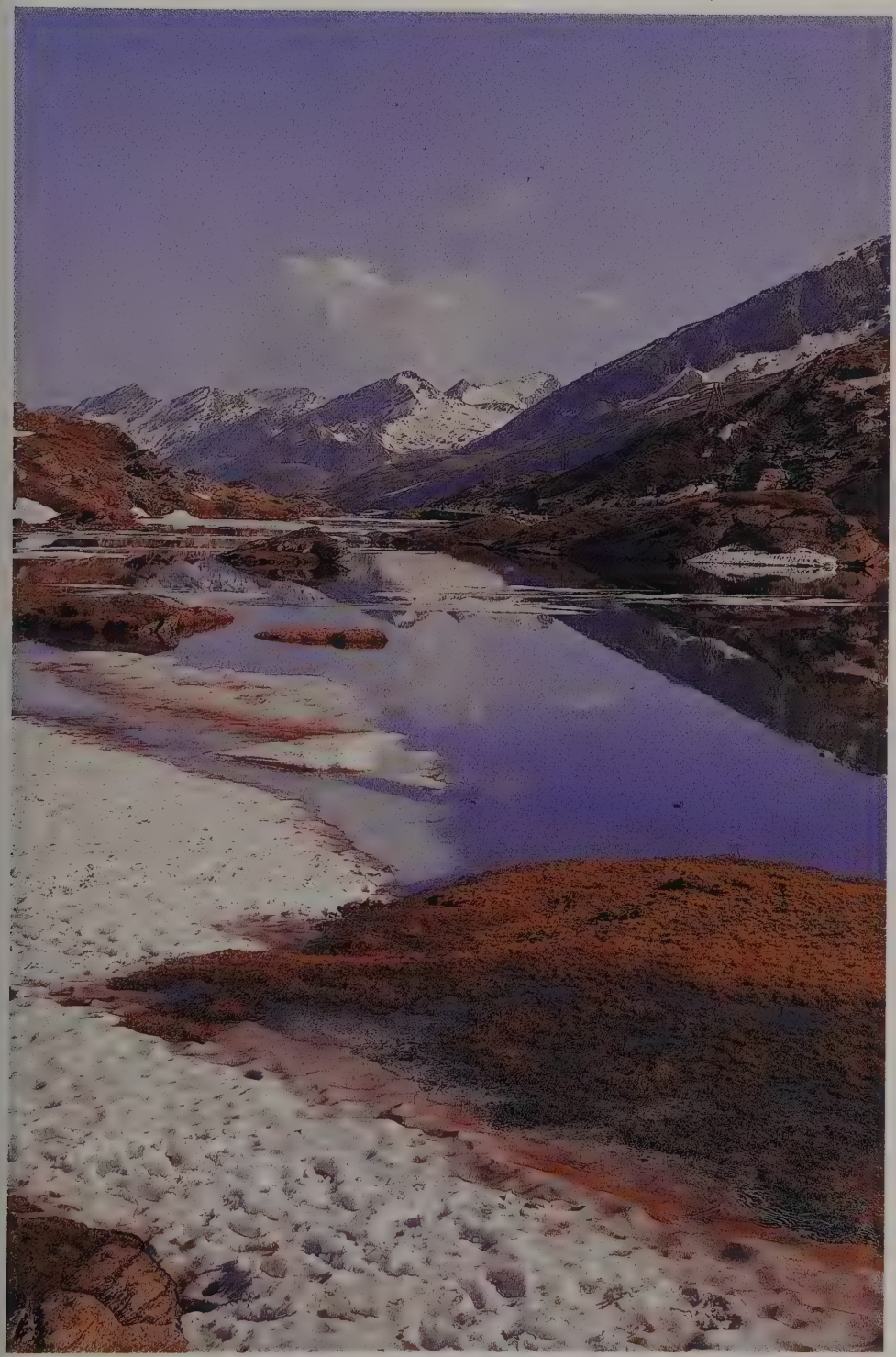
Beim Zurückschmelzen brachen von den Flanken der C. di Balniscio- und des P. Curciusa mächtige Schuttmassen nieder. Ein Kegel staute im Pian di S. Giacomo einen See auf, der allmählich verlandete; ein weiterer ergoß sich ins Becken selbst.

Damals sind erstmals auch die höchsten Partien des eisüberprägten Rückens Valeten–Suossa (1786 m) zwischen San Bernardino und Pian S. Giacomo eisfrei geworden. Wald-

bäume konnten wohl erst nach dem Ausapern der Rundhöcker-Landschaft S von San Bernardino Fuß fassen. Im Pollenprofil auf dem Rundhöcker-Rücken von Suossa (1700 m) erbohrten H. Zoller & H. Kleiber (1971) eine als Bölling-Interstadial gedeutete Basisabfolge mit Holzresten, die ein ^{14}C-Datum von 13 010 ± 200 Jahren erbrachten.
Im Stadium von All'Acqua drang Eis der obersten Mesolcina, von der Marscholhorn–Zapporthorn–Piz de Mucía-Kette, ins glaziär ausgekolkte Becken von San Bernardino, später noch bis gegen das heutige Dorf vor.
Im letzten Spätwürm endete der Mucía-Gletscher unterhalb Ca de Mucía um 1800 m. Ein jüngerer Stand reichte bis auf 2200 m, ein frührezenter bis unter 2400 m herab.
Das vom Piz Uccello über die Rundhöcker zwischen Bernhardinpaß und San Bernardino abgeflossene Eis und der Vignun-Gletscher endeten zunächst ebenfalls nur knapp 200 m oberhalb des Dorfes (A. Gansser, 1936k). Die Bildung des Schuttfächers erfolgte vorab im Spätwürm. Die von der Kette Piz de Mucía–P. de Trescolmen gegen E abfallenden Gletscher erreichten zunächst noch die Moesa, die als Schmelzwasserstrang wirkte, blieben aber weiter gegen S mehr und mehr zurück.
Von der Kette Piz de la Lumbreida–Cima di Balniscio (2983 m) hingen Eiszungen bis 1100 m, 1350 m, 1550 m und bis 1900 m herab. Am Ausgang des Kessels von Barna stirnte der Gletscher auf 1650 m, später auf 1700 m. Noch im jüngeren Spätwürm reichte das von W von der Rodond–Mucía-Kette über Alp Confin und das vom P. Uccello über rundhöckerartig überprägte Gneise geglittene Eis gegen 1850 m herab.
Am Felssporn von Cassina de Vignun spaltete sich der Vignun-Gletscher in zwei Lappen, die, wie die Zungen vom Piz de la Lumbreida, bei einer klimatischen Schneegrenze um 2400 m, auf 2100 m stirnten (Gansser, 1936k).
Rundhöcker und Moränenreste früher Spätwürm-Stände sind an den Flanken der Mesolcina recht selten. Diejenigen über der Mündung der Val de Montogn und der V. d'Arbola – um 1340 m und um 1120 m – dürften den Eislagen des vereinigten Moesa/Tessin-Gletschers in der Magadino-Ebene entsprechen. Jüngere Staffeln zeichnen sich in diesen beiden Seitentälern der Mesolcina bei Gamba in Dent und unterhalb von Alp de Poz ab. Jüngste Blockmoränen liegen auf Alp de Setaggié und auf Cressim.
In der Val Cama endete der Cama-Gletscher im Faido-Stand auf Alp di Besarden unterhalb von 1100 m, im Airolo-Stadium im Talschluß auf A. di Lumegn um 1350 m; aus dem Kar des Lagh de Sambrog hing ein Gletscher bis unterhalb 1900 m und SW des L. de Cama bis 1800 m herab. Letzte würmzeitliche Zungen vom P. Paglia (2593 m) und vom P. di Agnon (2208 m) endeten um 2000 m.
Bei einer Pollenbohrung auf Pian di Scignan (1540 m), hoch über der Mündung der Val Calanca, konnte H. Zoller (1958, 1960) noch im Atlantikum, nach dem borealen Hasel-Gipfel zwischen 5500 und 4500 v. Chr., eine Auflockerung der Wälder feststellen (S. 480). Heute liegt die Waldgrenze zwischen Val Calanca und Mesolcina um 1950 m.

▷

Fig. 241 In der weicheren Sedimentbedeckung der Adula-Gneise (rechts) und der darüber gelegenen Tambò-Decke hat sich die Paßfurche des S. Bernardino (2065 m) und die Wanne des Lago di Moesola ausgebildet. Bis ins mittlere Spätwürm floß Hinterrhein-Eis über den Paß gegen S zum Moesa/Tessin-Gletscher. Dabei bildeten sich Rundhöcker, Gletscherschliffe und -Schrammen aus. In den würmzeitlichen Maximalständen stand das Eis über dem Paß um 2500 m.
Durch die Talung des S. Bernardino und ihre Fortsetzung, den Valserberg, erfolgt der Austausch der Luftmassen von N nach S. Dadurch werden klimatische Schneegrenze, Wald- und Baumgrenze heruntergesetzt.
Im Hintergr.: P. di Trescolmen (2581 m), Alta Burrasca (2652 m), P. d'Arbeola (2600 m), P. Pian Grande (2689 m).
Photo: L. Gensetter, Davos. Aus: H. Heierli, 1977.



Die Transfluenz von Hinterrhein-Eis über den San Bernardino-Paß

Eine Transfluenz von Hinterrhein-Eis über den San-Bernardino-Paß (2065 m) ins System des Tessin-Gletschers (H. LAUTENSACH, 1912) konnte nur erfolgen, wenn das Gleichgewicht mit dem Mucía- und Vignun-Eis über dem Paßbereich gestört war. Ein höherer Eisstand im Rheinwald war erst verwirklicht bei einer Eishöhe von 2400 m auf der W-Seite des Passes, auf Alp Moèsola, und einer solchen um rund 2200 m auf der E-Seite, W des Piz Uccello. Damit konnte nur bis ins mittlere Spätwürm Hinterrhein-Eis gegen S überfließen (Fig. 241). Im Andeer-Stadium ist diese Mindest-Eishöhe kaum mehr erreicht worden. In den höchsten Ständen dürfte die Transfluenz nicht allzu bedeutend gewesen sein, liegt doch das Becken von S. Bernardino in ähnlicher Höhenlage wie dasjenige von Hinterrhein.
Noch im Suferser Stadium lag die Paß-Gegend unter einer zusammenhängenden Eisdecke. Dann begannen die Rundhöcker-Gebiete von Alp Montagna–Sass de la Golp (NE bzw. SE des Passes) und von Marschola auszuapern, so daß selbst im nächsten Klima-Rückschlag – im Stand von Nufenen – dieses Areal nicht mehr von Eis bedeckt wurde, wenn auch in windgeschützten Senken jeweils über den größten Teil des Jahres Schnee lag. Erst mit dem nächsten Wärmeschub, im spätwürmzeitlichen Interstadial, konnte eine erste Vegetation Fuß fassen, was durch Pollen-Diagramme von C. BURGA (1977, 1980, 1981; S. 482ff.) bestätigt wird.

Zur Vegetationsgeschichte im Misox und am San Bernardino

Über dem Ausgang des Calanca-Tales ist H. ZOLLER (1958, 1960) auf *Pian di Scignan* (1540 m) in einer 2,3 m tiefen Pollenbohrung bis in die Ältere Weißtannen-Zeit, ins Atlantikum, vorgestoßen. Dabei hat sich gezeigt, daß die *Abies*-Wälder – lokal mit *Betula* – mehrmals aufgelockert worden sind. Die Tanne ist von 35–40% auf unter 2%, ja gar bis auf 1% zurückgefallen; zugleich ist *Pinus* – darunter auch *P. cembra* – von 16 auf 54 und auf 65% angestiegen. Im Sediment zeichnen sich die Auflichtungen durch Sand-Einlagerungen ab. Da die Tanne heute auf Pian di Scignan nur eingestreut auftritt und das Relief eine Zerstörung der Wälder durch Bergstürze ausschließt, verbleiben nur Klima-Rückschläge, welche die Obergrenze des Tannen-Gürtels herabgedrückt haben. Darauf deutet auch das Wiederauftreten von *Ephedra*, *Selaginella* und *Botrychium*, die hohen Anteile an Krautpollen, deren große Typenzahl und die geringe Pollenfrequenz. Wie in der Leventina (S. 457ff.) dominieren unter den Vertretern des Eichenmischwaldes *Ulmus* und *Tilia* gegenüber *Quercus;* dagegen ist der *Fraxinus*-Anteil im Misox auf 1500 m geringer als in der Leventina auf 1200 m Höhe. Auch die *Corylus*-Werte bleiben wie auf dem Piottino-Riegel stets bescheiden. Damit kommt dem Fehlen eines Hasel-Gipfels im Tessin wohl regionalere Bedeutung zu.
In der Jüngeren Weißtannen-Zeit, von 1,7–1,3 m Tiefe, gelangt unter den Eichenmischwald-Vertretern *Quercus* zur Vorherrschaft; *Tilia* und *Ulmus* gehen wie im Sottoceneri stark zurück; *Acer* setzt aus. Etwas später erscheint *Carpinus*.
Zu Beginn der Fichten-Zeit mehren sich wie in der Leventina Funde von *Fagus*-Pollen. Gleichzeitig steigen die Werte von *Alnus viridis* rasch an, so daß später die Grünerle vorübergehend vorherrscht. In den insubrischen Alpentälern ist sie mit der Fichte erst nach einem langen Weißtannen-Abschnitt häufig geworden, was auch die Profile in der Val

Piora (H. Zoller, 1960) und auf Robiei (M. Welten, 1982) bestätigen (S. 459 und 492). Wie auf dem Piottino-Riegel verlaufen die Pollenkurven gegen das Ende der Fichten-Zeit unruhig, was auf Rodungsphasen zurückzuführen ist.

Am Übergang zur Kastanien-Zeit wird *Abies* wieder häufig. Zugleich stößt *Fagus* stärker in die Alpentäler vor. Aufgrund eines ^{14}C-Datums von ± 1070 n. Chr. fällt auch im unteren Misox der erste *Castanea*-Anstieg in die Zeit der mittelalterlichen Rodungen. Damit dürfte die Kastanie in den Tälern und in Berglagen erst im späten Mittelalter ihr Areal weit über das römische Ausmaß erweitert haben, während sie zuvor – wie der Nußbaum – noch fehlte (Zoller, 1958, 1960).

Auf *Suóssa* (1700 m) S von S. Bernardino konnten Zoller & H. Kleiber (1971) in einem 9,75 m langen Profil bis in den Glazialton vordringen. Im Gegensatz zu tiefer gelegenen Gebieten setzte die Vegetation deutlich später ein. Trotz hoher Baumpollen-Anteile vermochten sich zunächst nur lockere *Artemisia*-Steppen und Grasfluren entwickeln.

Als Wasserpflanze ist *Sparganium angustifolium* – Igelkolben – bis auf Suóssa vorgestoßen. Um 9,6 m wird das Sediment organogener; die Baumpollen bewegen sich um 75%. Zugleich trat *Ophioglossum* – Natterzunge – und *Succisa* – Abbiß – auf, Arten, die sonst nicht über die Waldgrenze emporsteigen. Außer einem Blatt von *Dryas octopetala* fanden sich keine Holzpflanzen, so daß die windexponierte Rundhöcker-Hochfläche im Bölling-Interstadial noch über der Waldgrenze lag. Auch im Alleröd hält die *Pinus*-Vormacht an; doch fehlen noch immer Großreste. Nur im *Betula*-Gipfel um 9,1 m können Birken bis auf die Hochfläche vorgedrungen sein. In den nächsten Nichtbaumpollen-Gipfeln treten einige Pollentypen – *Lilium*, *Polygonum bistorta*, *Geranium*, *Valeriana*, *Centaurea* – auf, die auf Hochgrasfluren hindeuten. Zu *Sparganium* hat sich in der Wasservegetation *Typha*, *Batrachium* und *Isoëtes tenella* gesellt.

Mit dem Übergang von Tongyttja zu Gyttja gelangen *Betula pubescens* und *B. pendula* bis auf Suóssa; darnach erscheint *Pinus*. Das stete Auftreten von *Larix*-Pollen und Nadelfunde lassen um S. Bernardino einen Lärchen-Arven-Gürtel annehmen. In tieferen Lagen vermögen sich wärmeliebende Gesellschaften durchzusetzen, neben *Ulmus*, *Quercus*, *Tilia* und *Acer* auch *Ostrya* und *Carpinus*, *Corylus* und *Alnus*. *Abies* hat sich nur zögernd ausgebreitet. An Wasserpflanzen haben sich *Potamogeton*-Arten eingefunden.

Neben *Betula*-Werten bis zu 35% treten um 8,5 m auch Nüßchen und Fruchtschuppen auf. Die einsetzende Verlandung des Seebeckens zeichnet sich im Übergang in Braunmoostorf ab. Ebenso ist *Alnus incana* bis auf die Talstufe von S. Bernardino vorgestoßen. Auf Suóssa hat sich eine subalpine Vegetation mit Lärchen, *Loiseleuria*, *Vaccinium vitis-idaea*, *Gypsophila*, *Saxifraga* und *Cryptogramma* – Rollfarn – entfaltet.

In 7,25 m nehmen die *Abies*-Werte vor 8030 ± 250 v. h. plötzlich zu, ohne daß die Anteile von *Pinus* und *Betula* abnehmen. Sie dürften ihre stärkere Ausbreitung im unteren Misox widerspiegeln (S. 480). *Acer pseudoplatanus* ist mit *Fraxinus* über Suóssa vorgestoßen. Nadelfunde von *Larix* sowie *Empetrum* – Krähenbeere – weisen jedoch auf subalpine Vegetation hin. Um 7080 v. h. beginnt *Abies* dominant zu werden. Dabei hat sie in tieferen Lagen Eichen, Linden und Eschen, in der subalpinen Stufe noch verbliebene Föhren-Birken-Bestände und die Lärche zurückgedrängt. Zugleich rückt *Picea* näher heran, vermag sich aber noch nicht durchzusetzen. Trotz der Zunahme der Cyperaceen war die Hochfläche von Suóssa dicht bewaldet. Pollen von *Sparganium* und *Myriophyllum* bezeugen noch offene Wasserflächen.

Vor 6400 ± 100 v. h. gelangt *Picea* zur Vorherrschaft. Da sie im unteren Misox erst nach 5450 v. h. eintrifft, im Vorderrheintal, in der Val Frisal, dagegen schon um 8000 v. h.

nachgewiesen ist (Zoller et al., 1966), muß sie von N und NE über den S. Bernardino-Paß ins Misox eingewandert sein. Der Fund von *Asphodelus* belegt einen Vorstoß dieser mediterran-montanen Liliacee weit ins Alpeninnere. Offene Wasserflächen sind verschwunden; doch treten regelmäßig Zwischenmoor-Pflanzen – *Drosera* – Sonnentau – und *Menyanthes* – Fieberklee – auf. Bei andauernder *Picea*-Vormacht zieht sich *Abies* langsam aus der Talstufe von S. Bernardino zurück; erstmals breitet sich *Alnus viridis* stärker aus. Der *Sphagnum*-Torf wird wieder von einem Cyperaceen-Moor abgelöst; *Castanea* und *Juglans* setzen ein. Da schon zuvor ein Getreide-Korn aufgetreten ist, scheint der Getreidebau auch im obersten Misox vor der Kastanien-Kultur begonnen zu haben. Zugleich erfolgt eine sprunghafte Zunahme von *Alnus viridis* auf Kosten von *Picea* und *Abies*.

In 60 cm Tiefe beginnen sämtliche Kulturzeiger sowie die Typenzahl der Nichtbaumpollen anzusteigen. Nach einem Minimum von *Picea* gipfeln ihre Werte nochmals mit 26%; *Alnus viridis* büßt die Vormacht vorübergehend ein. Die Kulturpflanzen erreichen ihre höchsten Werte. Neben der Grünerle tritt die Lärche wieder stärker hervor. Da Pollenkörner von Getreide und Acker-Unkräutern fehlen und neben Gramineen besonders *Rumex*, *Plantago*, Chenopodiaceen und *Artemisia* vorherrschen, ist vorab Graswirtschaft mit Lägerfloren und Weiderasen betrieben worden.

In einer 7,45 m tiefen Moorbohrung im Becken E von *Sass de la Golp* konnte C. A. Burga (1979, 1980; Fig. 242) die Vegetationsentwicklung vom mittleren Spätwürm bis ins jüngste Holozän darlegen. Nach erst lockerer, krautiger Pionier-Vegetation mit *Artemisia*-Vormacht, Umbelliferen, Ranunculaceen, Rubiaceen und Chenopodiaceen sowie vereinzeltem Auftreten von *Ephedra* und reichlich ferntransportierten *Pinus*-Körnern wechselt der Glazialton in Tongyttja. Der *Artemisia*-Anteil geht zurück, Compositen, *Rumex*/*Oxyria* sowie Gramineen und Cyperaceen stellen sich ein. Ein Basisdatum ergab 12280 ± 160 Jahre v. h. Neben einem Blättchen von *Salix herbacea* und Spaltöffnungen von *Pinus* treten erste Strauchpollen – *Salix* und *Alnus* – auf. Ein *Betula*-Gipfel von 5% bei 65% *Pinus* belegt das Bölling-Interstadial.

Darnach steigt *Pinus* gar auf 90%; *P. mugo* hat wohl im frühen Alleröd Fuß gefaßt. Zwischen den ^{14}C-Daten von 11890 ± 210 und 10970 ± 190 Jahren v. h. stellt sich Gyttja ein. Zugleich werden die Blattfunde von *Salix herbacea* und von *S. retusa* sowie Nadeln und Holz von *Pinus* häufiger. Neben *Larix* und *P. cembra* beginnen Eichenmischwald und Grauerle sich abzuzeichnen.

Ein letzter *Artemisia*-Gipfel, das Wiederauftreten von *Ephedra*, *Helianthemum*, Caryophyllaceen, Chenopodiaceen und *Rumex* sowie ein Rückfall von *Pinus* auf 73% belegen mit zwei ^{14}C-Daten von 10440 ± 120 und 10160 ± 180 v. h. die Jüngere Dryaszeit.

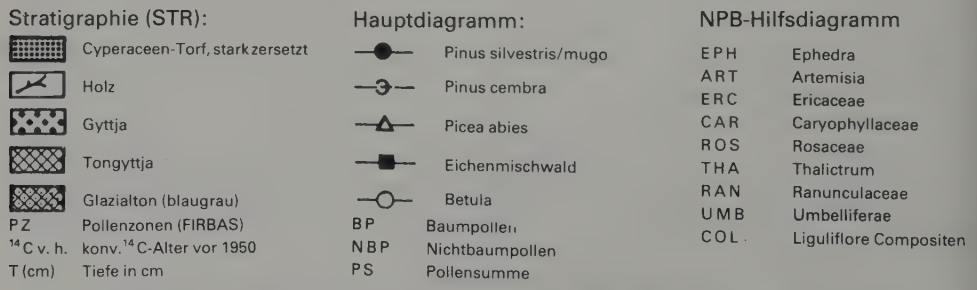
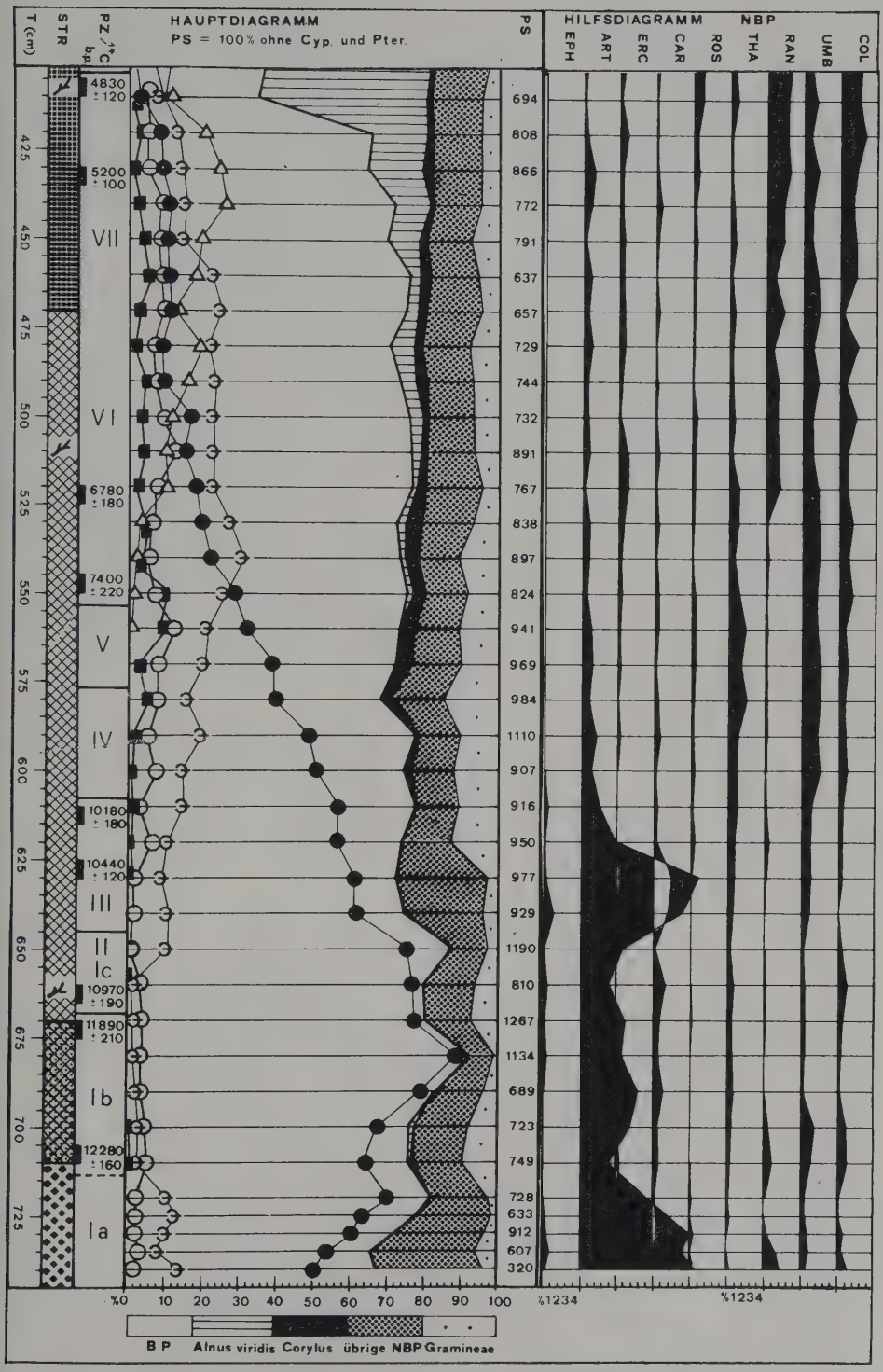


Fig. 242 Pollenprofil von Sass de la Golp (1953 m), nach C. A. Burga, 1980, von ihm umgezeichnet.


HAUPTDIAGRAMM
PS = 100% ohne Cyp. und Pter.
HILFSDIAGRAMM NBP
T (cm)
STR
PZ
14C bp
PS
EPH
ART
ERC
CAR
ROS
THA
RAN
UMB
COL
4830 ± 120
5200 ± 100
6780 ± 180
7400 ± 220
10180 ± 180
10440 ± 120
10970 ± 190
11890 ± 210
12280 ± 160
VII
VI
V
IV
III
II
Ic
Ib
Ia
425
450
475
500
525
550
575
600
625
650
675
700
725
694
808
866
772
791
637
657
729
744
732
891
767
838
897
824
941
969
984
1110
907
916
950
977
929
1190
810
1267
1134
689
723
749
728
633
912
607
320
%0 10 20 30 40 50 60 70 80 90 100
%1234
%1234
B P
Alnus viridis
Corylus
übrige NBP
Gramineae

Im Präboreal erfolgt der endgültige Anstieg der Eichenmischwald-Kurve mit *Tilia*, *Ulmus* und *Quercus* sowie von *Acer*, *Alnus* und – wie auf Suóssa – von *Betula*. Zugleich scheint dieser Abschnitt strauchreicher gewesen zu sein; *Salix*, *Juniperus* und vor allem *Corylus* treten vermehrt auf. Anstelle der Pionier-Vegetation erscheinen *Thalictrum*, *Campanula* und *Botrychium* und – parallel mit dem Arven-Lärchen-Anstieg – setzen Ericaceen – *Vaccinium*, *Rhododendron* und *Calluna* – ein.
Das Fallen der *Pinus silvestris/mugo*-Werte und der Anstieg von *P. cembra* deuten auf ein Vorrücken des Lärchen-Arven-Waldes und eine Einengung der Legföhren-Bestände.
Mit dem Anstieg von *Abies* um 7400 ± 220 v. h. und etwas später von *Picea* vor 6780 ± 180 v. h. findet auch die Arve optimale Bedingungen im frühen Atlantikum; dann wird sie zunehmend von der Fichte konkurrenziert, die durch Nadelfunde nachgewiesen ist. *Vaccinium*, *Lycopodium* und *Alnus viridis* werden häufiger. Neben vermehrten Cyperaceen stellen sich erste Hochstauden ein: *Knautia*, *Geranium*, *Epilobium* und *Valeriana*. Ebenso steigt *Betula* auf über 10% an; wahrscheinlich hat sie Standorte eingenommen, die später von der Grünerle besiedelt worden sind.
Im Jüngeren Atlantikum steigt die Fichte höher, bleibt aber zunächst hinter der Arve zurück, die auch durch Holz belegt ist. Kurz vor 5200 ± 100 wird sie dominant und fällt dann – aus klimatischen Gründen – wieder zurück. Zugleich breiten sich Grünerlen mächtig aus. Holz- und Nadelfunde belegen die Anwesenheit der Fichte. Unter den Hochstauden tritt *Stratiotes* – Krebsschere – und *Iris pseudacorus* – Gelbe Schwertlilie – auf, die Zoller (1960) ebenfalls auf Pian di Scignan festgestellt hat und die wohl damals ins untere Misox eingewandert ist. Kurz nach 4830 ± 120 v. h. setzt ein starkes Torfwachstum ein. Die Cyperaceen-Werte steigen auf 47% und werden hernach von hohen Farn-Werten abgelöst; ebenso treten *Sphagnum*-Sporen auf. Im Subboreal wird das Areal der Nadelhölzer eingeengt. Zugleich setzen erste Getreide-Pollen ein. Später halten sie – zusammen mit *Plantago lanceolata*, *Humulus/Cannabis* und dann mit *Urtica* – als Kurve durch. Eine menschliche Beeinflussung ist erst während des Grünerlen-Rückganges zu Beginn des Jüngeren Subatlantikums anzunehmen. Zugleich tritt *Juglans* auf; Ericaceen, Gramineen, liguliflore Compositen, *Plantago* und *Rumex* nehmen zu und belegen die einsetzende Alpweide.

Zur ersten Besiedlung der Mesolcina und der Val Calanca

Älteste Zeugen menschlicher Besiedlung reichen im Misox bis ins ausgehende Mesolithikum zurück. Vom Burghügel von Mesocco erwähnt Chr. Zindel (1978) Bergkristall-Werkzeuge. Spuren eines neolithischen Pflug-Ackerbaues sind in Castaneda, ein Steinbeil beim Castello di Mesocco gefunden worden (Zindel, schr. Mitt.). Von Lostallo ist ein Bronzebeil und von S. Vittore sind Keramik-Reste bekannt geworden (W. Burkart, 1941). Auf der beherrschend über der Moesa gelegenen, rundhöckerartig überprägten Felsbastion, auf der im 11. und 12. Jahrhundert das Castello, die bedeutendste Burganlage Graubündens, erbaut wurde, konnten eine bronzezeitliche Höhensiedlung, in Mesocco Gräber der Latène-Zeit und in Castaneda schon 1903 ein Gräberfeld mit gegen 100 Bestattungen freigelegt werden, was auf bedeutende Siedlungen hindeutet (G. Wielich, 1944; Bd. 1, S. 258). Der Katalog von A. C. Zürcher (1982) faßt die urgeschichtlichen Daten zusammen.
Reste eines alten Pflasterweges, der als Römerstraße gedeutet wird, finden sich auf der

Fig. 243 In Cebbia N von Mesocco haben die Fluten der Moesa bei ihrem Hochgang am 7./8. August 1978 das aus dem 17. Jahrhundert stammende Kirchlein zu S. Giovanni, ein Chalet und einen Stall sowie rund 100 m Wiesland und ein Flursträßchen mitgerissen. Auf der E-Seite der Moesa das Dörfchen Andergia.
Aus: A. Dadò, ed. 1978.

S-Seite des S. Bernardino-Passes oberhalb von S. Bernardino-Villaggio, von Gareida hinauf zur Paßhöhe.
Das hoch über dem Taleingang in die V. Calanca gelegene Sta. Maria wird schon 1212 erwähnt. 1219 werden Mesocco, Soazza, Lostallo, Cama, Grono, Roveredo und S. Vittore genannt. Einige Gotteshäuser reichen gar noch weiter zurück, die Kapelle zu S. Lucio in S. Vittore gar bis in karolingische Zeit. Von den Kirchen der V. Calanca werden jene der Talorte – Buseno, Arvigo, Cauco und Sta. Domenica – im 15., jene auf den Hangverflachungen und im hinteren Tal erst im 17. Jahrhundert erstmals genannt.

Die spätwürmzeitlichen Gletscher in der Val Verzasca

Am Ausgang der Val Verzasca, auf den Monti della Scesa, stand das Eis im Würm-Maximum um 1300 m, im Stadium von Sesto Calende am Mottarone, den Monti di Motti und den Monti di Lege um 1150 m. Moränen um 750 m dürften dem Ispra/Melide-Stadium zuzuordnen sein. Aus der Val Resa NE von Locarno mündete der Navegna-Gletscher von der Cima della Trosa (1862 m).
Moränenreste und Rundhöcker am Talausgang NW von Gordola und zwischen Contra und Ténero bekunden einen äußersten Stand, der wohl jenem von Quartino in der Ma-

gadino-Ebene gleichzusetzen ist. Die inneren Wälle sind mit den Ständen von Cadenazzo/Cugnasco und von S. Antonino/Gudo gleichzusetzen.
Dem Biasca-Stadium dürften in der V. Verzasca die Endmoränen von Corippo und die Mittelmoräne von Lavertezzo entsprechen. Aus der von E mündenden V. della Porta drang ein Gletscher bis an die Mündung bei Vogorno vor.
Über der Mündung der V. della Porta sowie NE von Mergoscia haben sich auf rund 900 m Moränen ausgebildet. Sie dürften etwa die Eishöhe des Stadiums von Ispra markieren. An der Mündung auf beiden Talseiten auf gut 700 m gelegene Moränenwälle sind mit Rundhöckern von Mergoscia und mit dem Stand von Magadino zu verbinden.
In der bei Lavertezzo mündenden *Val d'Agro* zeichnen sich neben den dort auftretenden Endmoränen von Costa und Verzöö weitere Moränen bei Cúgnera, jüngere bei Forno, bei Arai und im Talschluß bei Fümègn ab. Letzte Spätwürm-Moränen liegen auf Alpe Corte Nuovo, auf Cadino und auf Alpe Lignasc. Auch im Quellast der Val Pincascia zeichnen sich die beiden jüngsten Stände durch gut ausgebildete Moränen aus.
Aus den Karen des Pizzo di Vogorno (2442 m), des Madone und des Poncione di Piotta stieß das Eis in der *Val Carecchio* im mittleren Spätwürm zunächst bis gegen Monti della Valle, später noch bis an die Mündung des Tales vom Poncione dei Laghetti vor.
Unterhalb von Brione staute ein mächtiger Bergsturz einen Stausee, der durch zwei mehrere m hohe Stauterrassen auf gut und auf knapp 750 m belegt wird und der in der V. Verzasca 1,7 km, in der V. d'Osura 1 km talaufwärts reichte. Der Durchbruch der Verzasca durch diesen Bergsturzriegel zeichnet sich weiter talaufwärts in einer Reihe angeschnittener Schuttfächer ab.
Ebenso brachen in der V. Vegornèss hinter Sonogno von der rechten Talflanke Felsstürze nieder, die offenbar die Verzasca kurzfristig aufstauten und dann ebenfalls durchschnitten wurden, wobei durch die tiefer gelegte Erosionsbasis wiederum seitliche Schuttfächerfüße angeschnitten wurden.
In der vorderen und mittleren V. Vegornèss sind die Flanken vom Eis glattgeschliffen, die mündenden Seitentäler steil, so daß sich keine Moränen ausbilden konnten. Der Schnee glitt zutal und blieb dort liegen. Dabei bauten sich bis tief ins Spätwürm hinein stirnnahe Moränenwälle auf. Dahinter hält sich noch heute niedergefahrener Lawinenschnee oft bis tief in den Sommer; im Oktober 1978 lag welcher bis gegen 1000 m herab.
Im Faido-Stadium stiegen aus den seitlichen Karen der *Val d'Osura* steilabfallende Gletscher bis in die Talsohle ab, und am Fuß steiler Runsen häufte sich Lawinenschnee an. Staffeln dieses Wiedervorstoßes zeichnen sich zwischen Daghei und Pianasc durch stirnnahe Moränen und Stauterrassen ab.
Höher gelegene Moränen verraten, daß noch im Airolo-Stadium von allen Seiten Gletscherzungen das Becken der Alpe d'Osura erfüllten und bis 1300 m abstiegen. Aus dem S-exponierten Kar des Monte Zucchero (2736 m) hing später eine Zunge bis hinter die Alpe d'Osura herab. Im letzten Spätwürm lag die Alpe Sambuco unter einer Eisdecke.
Der durch den obersten Talabschnitt, die Val Vegornèss, vorstoßende Verzasca-Gletscher dürfte im Faido-Stadium, aufgrund der Einzugsgebiete seiner Zuflüsse, vorab des Redorta-Gletschers, bei Frasco auf 880 m geendet haben, wo von E der Efra-Gletscher hinzutrat. Ein jüngeres Stadium zeichnet sich in der V. d'Efra bei Montada auf knapp 1200 m ab. Noch im letzten Spätwürm lagen Alpe dell'Efra und Lago d'Efra unter Eis.
Die vom Pizzo Cassagno (2435 m) und von der Poncione della Marcia (2454 m) herabhängenden Gletscher endeten SW von Frasco auf 900 m, bei Gerra (Verzasca) auf 840 m. Der durch die Valle d'Osura absteigende Kargletscher endete auf 900 m.

Fig. 244 Das vom Eis modellierte untere Maggia-Tal und das von W mündende Centovalli (rechts). Durch den Tessin-Gletscher, der die Talung des Lago Maggiore bis hoch hinauf mit Eis füllte, wurde das zufließende Centovalli/Maggia-Eis gestaut, so daß es vor der Mündung zur Bildung einer flachen Rundhöcker-Landschaft kam. Aus den Seitenästen ins Maggia-Tal austretende Schuttfächer drängen den sich in Stränge auflösenden Fluß von einer Talflanke zur andern.
Photo: Schweiz. Verkehrszentrale, Zürich. Aus: H. Altmann et al., 1970.

Moränen eines noch späteren Vorstoßes treten in der V. Vegornèss erst bei Corte di Fondo auf 1450 m auf, was aufgrund der Gleichgewichtslage um gut 1950 m eine klimatische Schneegrenze um 2700 m ergäbe. Letzte spätwürmzeitliche Moränen verraten ein Zungenende SE des Pizzo Barone (2864 m) auf 2270 m und eine Schneegrenze auf knapp 2400 m. In den Talschlüssen der V. Redorta, einem rechten Seitental, schoben sich Zungen bis 1100 m und gegen 1350 m vor, wie Mittel- und stirnnahe Seitenmoränen belegen. Sie bekunden Schneegrenzen von 2000 m und 2100 m. Ein letzter Spätwürm-Stand zeichnet sich auf 1500 m ab. Damals hing auch von der Corona di Redorta (2804 m) eine Zunge noch bis 1700 m herab.
Zwischen Biasca- und Faido-Stadium und diesem und dem Airolo-Stadium brachen in der V. Verzasca und ihren Quellästen mehrere Bergstürze nieder (E. Grütter, 1967).

Eisüberprägungen in der Val Verzasca und in der V. Maggia und ihren Quelltälern

In der *Val Verzasca* lassen sich einzelne Eisüberprägungen NW von *Brione* bis gegen 1900 m hinauf verfolgen. Deutlicher werden diese unterhalb von 1760 m. Markantere Schleifspuren zeichnen sich zwischen 1620 und 1680 m, um 1540 m und um 1400 m ab. Um *Sonogno* reichen die höchsten bereits bis gegen 2100 m, markantere finden sich um 1960 m, um 1800 m und zwischen 1650 und 1700 m.
In der *Valle Maggia* sind Eisschleifspuren auf den flachen Graten beidseits von *Someo* deutlich ausgebildet: höchste reichen bis auf 1840 m; markantere stellen sich unterhalb von 1650 m, weitere um 1370 m, um 1200 m, um 1100 m und um 900 m ein. E von *Cevio*, 5 km Maggia-aufwärts, lassen sich die höchsten bis 1900 m beobachten, weitere finden sich um 1700 m, um 1600 m, um 1470 m, um 1250 m und um 1170 m.
Solche «Niveaus» wurden früher auch in der V. Maggia als Relikte von alten Talböden gedeutet. Sie bekunden jedoch eher riß- und würmzeitliche Eisstände in weit älteren Talanlagen. Dabei belegen sie nicht nur erst die letzten Abschmelzstände. Schon bei den Vorstößen arbeitete das Eis – vorgezeichneten Linien folgend – aus den Gneisen Rundhöcker und Wannen heraus.
Damit dürften die höchsten Überprägungen sowohl in der V. Verzasca, bei Brione, bei Sonogno, als auch in der V. Maggia, bei Someo und Cevio, die Eishöhe zur Zeit der Größten Vereisung, die nächsttieferen, in der V. Maggia um 1650–1700 m, das Würm-Maximum, jene um 1500 m das Stadium von Sesto Calende und jene um 1200–1250 m das Stadium von Ispra (= Melide) sowie ihre entsprechenden Vorstoßlagen bekunden. Die noch tiefer gelegenen Überprägungen sind wohl mit Eisrandlagen um Locarno und im Konfluenzbereich von Melezza und Maggia zu verbinden.
In der hinteren *Val Bavona* lag die würmzeitliche Eisoberfläche über S. Carlo auf 2200 m, am W-Grat des Poncione di Braga auf 2320 m, über dem Lago di Robiei auf über 2400 m, am Pizzo dell'Arzo und beim Lago del Zött gar auf 2480 m.
In der *Valle di Peccia* stand das Eis im Würm-Maximum über dem Piano di Peccia um 2100 m, auf Corte della Froda auf 2280 m. Von der Cristallina (2912 m) erhielt der Peccia-Gletscher einen Zuschuß über den Passo del Sasso Nero (2420 m), wo dessen Oberfläche um 2550 m stand; Eis floß über den P. del Naret (2438 m) in die V. Bedretto.

Die Quelltäler der Maggia in Spätwürm und Holozän

Der *Maggia-Gletscher* stirnte im Magadino-Stadium zwischen Ponte Brolla und Avegno. Seitenmoränen und eine rechtsufrige Rundhöckerzeile, die Schmelzwasseradern abdämmen, steigen von der Forcla di Dunzio SSW von Gordevio gegen Dunzio W von Avegno ab, wo Moränen steiler gegen das Maggia-Tal abfallen. Linksufrige Wallreste um Avegno di fuori und bei Gropp belegen mit Rundhöckern im Tal ein Zungenende hinter Ponte Brolla. Der Lago Maggiore reichte noch ins unterste Centovalli. Dann setzte die Aufschotterung der Gerre und die Schüttung des Maggia-Deltas ein, das mit

▷

Fig. 245 Die Valle Maggia an der Mündung der V. Bavona (rechts) mit ihren die Talbildung vorzeichnenden Kluftsystemen und der rundhöckerartigen Überprägung der steilen Flanken. Im Vordergrund Cavergno, in der Bildmitte Bignasco und weiter talauswärts, auf dem flachen Schuttfächer der Rovana, Cevio (rechts). Aus: M. Signorelli, 1972.

seinem subaquatischen Anteil halbkreisförmig 3,5 km in den See austritt und das Becken von Locarno mehr und mehr abzudämmen droht (Fig. 222).
Eine Bohrung im zentralen *Maggia-Delta* (201,6 m) ergab über 84 m mächtige Alluvionen. Im untersten *Maggia-Tal* liegt in 93 m Tiefe Moräne (?); in 100,4 m ist ein Gneisblock angebohrt worden. Im untersten *Centovalli* sind S der Melezza, zwischen *Verscio* und *Tegna*, nach 81 m Flußschottern noch 3 m Moräne (?) durchfahren worden (Dr. J. W. Hansen, schr. Mitt.).
Ein nächster Vorstoß des Maggia-Gletschers zeichnet sich bei Aurigeno ab. Auf den Flanken fallen von Rundhöckern begleitete Moränenstaffeln gegen den Talboden ab. Die Zunge endete zwischen Ronchini und Gordevio. N von Maggia stand das Eis auf gut 500 m.
Der SE von Bignasco durch die Val Chignolascio gegen Madonna del Monte abfließende Gletscher mündete bei einer Gleichgewichtslage um 1450 m und einer Schneegrenze von 1550 m um 700 m. Noch im Faido-Stadium stiegen aus hochgelegenen NE-Karen des Pizzo della Rossa (2482 m) Eiszungen gegen den Talgrund, bis 700 m, ab.
In der *Valle Maggia* sind über 16 km Distanz fünf Sondierbohrungen niedergebracht worden; in der südlichsten, zwischen *Gordevio* und *Aurigeno* (297,8 m), sind nach 9,7 m alluvialer Schotter mit bis 50 cm großen Gneis-Geschieben erneut Sande mit Geröllen, über 6,8 m mittelkörnige Sande, 0,9 m Feinsande mit Tonen und 3,7 m Sande mit Geröllen, wohl alles Ablagerungen in stehendem Gewässer, einem Maggia-See, durchfahren worden. Darunter liegen abermals sandige Schotter mit Sandlagen und, von 45,3 m bis zur Endtiefe in 50,2 m, erneut Sande mit Geröllen.
Auch SE von *Lódano* (327 m) stellen sich nach 10,3 m bis 40 m Sande mit Feinkies-Bänken und tonige Silte mit organischen Resten ein. Bis 49,8 m folgen wieder Sande mit Geröllen. Ebenso treten SE von *Someo* (352 m) nach 22,2 m Schottern Sande mit Geröllen bis zur Endtiefe in 50,2 m auf. Alle drei Bohrungen deuten auf ruhigere Ablagerungen in einem See hin.
In den beiden nördlichsten Profilen – SE von *Cevio* (417,2 m) und S von *Bignasco* (439,8 m) – sind nur 25 m Schotter durchfahren worden (Hansen, schr. Mitt.), so daß noch offen steht, ob sich auch im oberen Talabschnitt stehende Gewässer gebildet haben.
In den gegen S bis SW offenen Tälern der V. Maggia sind Moränen spätwürmzeitlicher Gletscher nur teilweise erhalten. Stirnnahe seitliche Wälle eines dem Stadium von Biasca entsprechenden Standes zeichnen sich in der von der Punta di Spluga (2251 m) gegen SSW abfallenden Tal des Ri delle Sponde ab. Sie lassen ein Zungenende in der Mündungsschlucht um 900 m annehmen.
Im Stadium von Airolo sammelte sich der vom Poncione Piancascia (2360 m) zutal gefahrene Lawinenschnee in der hintersten Val di Coglio zu einer regenerierten Zunge, die bis gegen 1300 m vordrang. Aus dem Kessel der Alpe di Spluga S des P. delle Pecore (2381 m) hing eine Eiszunge bis 1700 m und, S des P. Albèr, eine gar noch tiefer herab. Im letzten Spätwürm lagen in den höchsten Karen SW des Kammes gegen die Val d'Osura kleinere Gletscher, deren Stirnen bis 1900 m herabreichten. In den eisfrei gewordenen Becken haben sich kleine Seen erhalten.
In den gegen NE zur Maggia entwässernden Seitentälern – Valle di Lódano, V. Busài und V. del Soladino – sind die Gletscher erneut bis unter 1000 m vorgestoßen. Im Airolo-Stadium endeten die Zungen in SE-Exposition um 1550 m, in NW-Lage auf 1400 m, in NE-Exposition um gut 1300 m. Letzte spätwürmzeitliche Stände haben sich auf der E-Seite des P. Cramalina um 2000 m, auf dessen N-Seite auf 1950 m ausgebildet.

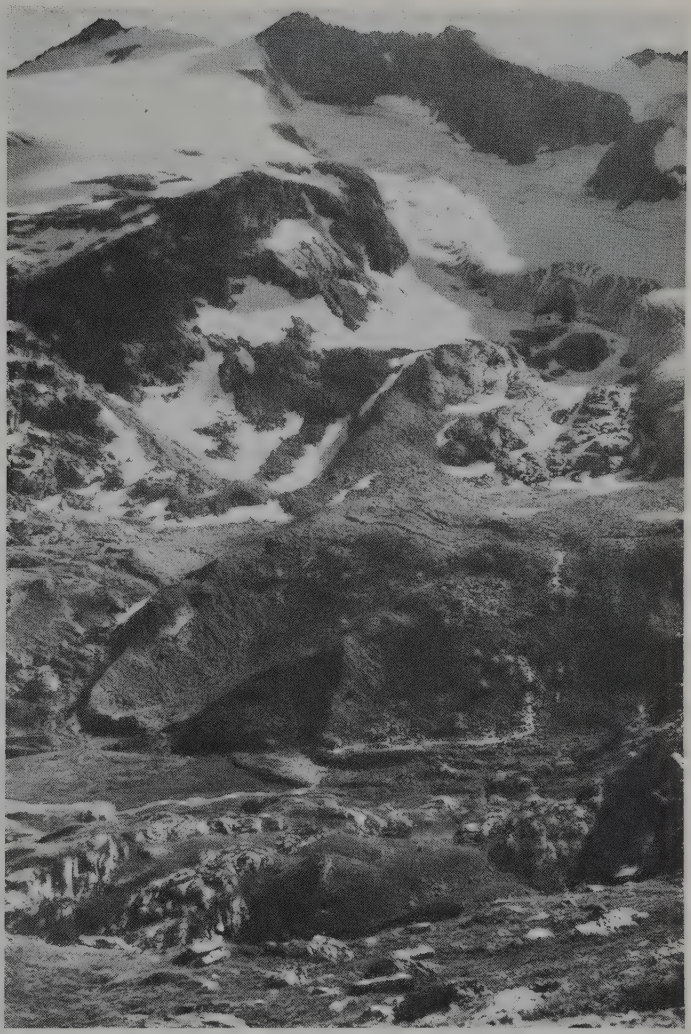


Fig. 246 Basódino mit den Ghiacciai di Basódino und di Cavergno vom Lago di Matörgn. In der Val Fiorina hinterließ der Gh. di Cavergno prachtvolle Stirnmoränen, welche 2 Zungen umschlossen. Außerhalb des markanten Standes von 1850 lassen sich noch 3 weitere frührezente Stände beobachten, von denen der äußerste wohl um 1600 geschüttet worden sein dürfte.

Der *Bavona-Gletscher* war im mittleren Spätwürm erneut bis gegen Cavergno, bis 540 m, vorgerückt. Über der Mündung des Calnegia-Gletschers stand das Eis aufgrund einer Seitenmoräne bis auf 1100 m.

Im Stadium von Airolo stießen Bavona- und Calnegia-Gletscher aus den hochgelegenen Einzugsgebieten des Basòdino (3274 m) und der Cristallina (2912 m), des Bedriolhorns (2921 m) und des Wandfluhhorns (2863 m) dank der extremen Schattenlage bis Foroglio (H. Preiswerk, 1918 k), bis gegen 700 m, vor. Noch im ausgehenden Spätwürm hing der Bavona-Gletscher über die Felsstufe unterhalb Alpe Robiei bis auf 1300 m herab.

Noch im letzten Spätwürm hatten sich die Eismassen der Ghiacciai del Cavagnöö, di Cavergno und del Basòdino im Becken von Robiei vereinigt, was randliche Moränen belegen. Dabei floß Cavagnöö-Eis durch das Tal des Lago Bianco ab und empfing Zuschüsse von der Kette Cima delle Donne–Poncione di Braga; ferner floß ein Teil über die Sättel des trennenden Felsrückens ins Becken von Robiei.

Beim Lago dei Matörgn traf das Eis vom Pizzo Fiorina (2925 m) auf den Ghiacciaio di Cavergno. Im Grenzbereich der beiden bildete sich eine von Erratikern gekrönte Rundhöcker-Zeile aus. Ein Moränen-Rest liegt S des P. dell'Arzo auf 2360 m (M. Reist, 1960). Am S-Fuß der Cresta dell'Arzo hat sich eine rezente Schneehalden-Moräne ausgebildet. Von der W-Seite brachen S von S. Carlo gewaltige Sturzmassen zutal; aus den Seitentälern ergossen sich als spätglaziale Sander angelegte Schuttfächer.
Die Stirnmoränen im Lago di Zött, auf 1930 m, und in der V. Cavagnöö auf 2220 m (C. E. Burckhardt & A. Günthert, 1957k) bekunden wohl einen Vorstoß von Basòdino- und Cavagnöö-Gletscher. Noch um 1850 reichte der Basòdino-Gletscher bis unter 2000 m (DK XVIII, 1854; Reist, 1960). 1961 (LK 1271) endete der Cavagnöö-Gletscher auf 2500 m, die kleinere Zunge um 2340 m, die Basòdino-Zunge auf 2440 m.
Im ehemaligen, heute unter Wasser gesetzten *Moorgebiet von Robiei* (1892 m) hat M. Welten (1982) Bohrkerne pollenanalytisch untersucht und ist dabei in 9,2 m bei hohen Anteilen an Fernflug-Pollen von *Pinus* und *Betula* in sandig-kiesigen Sedimenten bis in die Jüngere Dryaszeit vorgestoßen. Nach einer früh-präborealen Pionierphase um 9500 v. h. mit *Juniperus*, *Ephedra* und bis 10% *Artemisia* traten mit *Pediastrum*, *Sparganium* und *Myriophyllum* erstmals Wasserpflanzen auf. Nach einer Weiden-Birken-Arven-Kräuter-Pionierphase mit *Allium* und *Valeriana* zwischen 8800 und 8100 v. h. nimmt der Fernflug-Pollen wieder zu; zugleich erscheinen *Veratrum* – Germer – und *Vaccinium*. Dann zwischen 8000 und 7000 v. h. stoßen Lärche und *Arve* aufgrund vereinzelter Spaltöffnungen bis Robiei vor. Mit *Veratrum*, *Geranium*, *Lilium martagon*, *Heracleum*, *Astrantia* und Farnen haben sich Hochstauden und mit *Myriophyllum*, *Sparganium* und *Potamogeton* Wasserpflanzen gut entwickelt. Um 7000–5400 v. h. haben sich lichte Bestände mit Arven, Lärchen und Strauch-Weiden entfaltet; neben *Vaccinium* und *Calluna* erscheint erstmals *Rhododendron ferrugineum* – Alpenrose. Nach schwachen neolithischen Kulturspuren erfolgte nach 4400 v. h. der Einbruch der Kulturen, während sich mit einem Maximum um 3500 v. h. *Alnus viridis* auf Robiei mächtig ausgebreitet hat. In nachrömischer Zeit haben sich Weiderasen und eine Verheidung eingestellt.
In der *Val Lavizzara* zeichnet sich das Faido-Stadium in Ufermoränen von Seitengletschern ab, die bei Menzonio und bei der Mündung der Val Cocco bis ins Tal abgestiegen sind. Der Maggia-Gletscher dürfte bis gegen Broglio vorgestoßen sein, wobei er aus der Val di Prato, wie Moränenwälle belegen, noch einen letzten Zuschuß aufnahm.
In der vom Campo Tencia (3072 m) gegen SW absteigenden *Val di Prato* stellen sich Moränenreste an der Mündung, um 1250 m sowie auf Sovèltra auf gut 1600 m ein. In den Seitentälern, etwa in der V. Pertüs, reichen die tiefsten bis an die Mündung in die V. di Prato, die der V. di Larecc bis gegen 1000 m. Nach dem Rückzug des Eises brach von der SE-Seite des P. Brünesc die Sackungsmasse von Menzonio–Broglio nieder. Von der W-Flanke des Pizzo di Rüscada lösten sich die Trümmermassen von Corgello–Peccia.
Moränen des Brünesc-Gletschers SW von Peccia verraten einen ältesten Stand um 1000 m, einen jüngeren auf Cortino auf 1400 m und einen jüngsten auf 1940 m.
Im Stadium von Airolo lag im Becken von Mogno unterhalb der Rundhöcker und wohl subglaziär entstandener Schmelzwasserrinnen S von Fusio noch Eis, welches das Maggia-Eis staute. Dieses empfing von der Kette des Pizzo Campolungo–P. Canà (2946 m) und vom P. di Röd (2699 m) noch Zuschüsse, wie stirnnahe Moränen belegen. Stirnmoränen eines im letzten Spätwürm vom Piz Canà abgestiegenen Gletschers dämmen den Lago di Mognòla (2003 m) ab. Stirnnahe Moränen finden sich auch weiter N, auf Canà. Sie deuten auf eine Schneegrenze um 2300 m hin. Aus der Rüscada-Gruppe

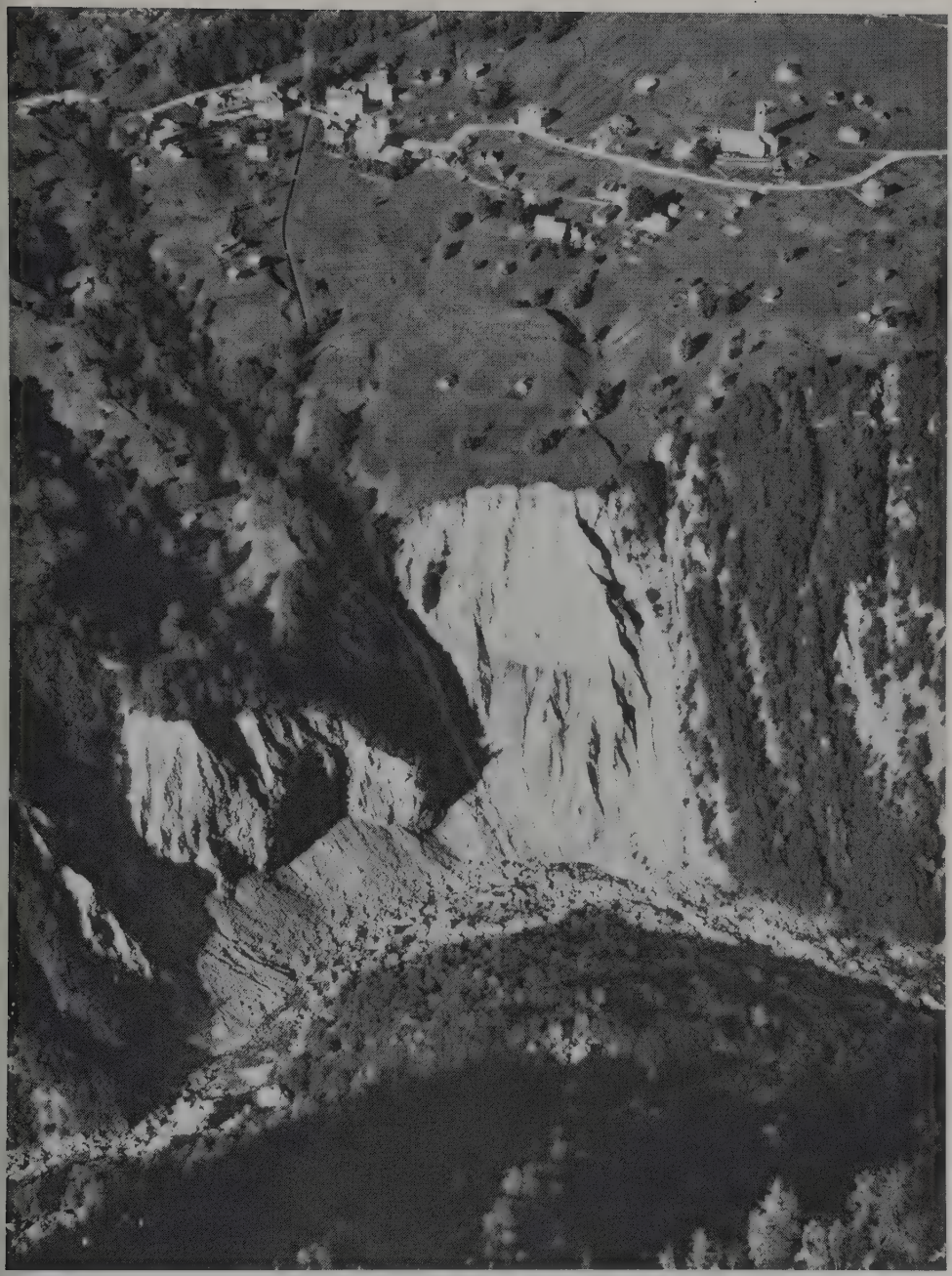


Fig. 247 Der von der Rovana unterschnittene Sackungsanriß der Frana di Campo. Die lockere Bauweise des Dorfes Campo läßt eine Walser Siedlung vermuten. Aus: M. SIGNORELLI, 1972.

(2558 m) hing eine Eiszunge bis 1850 m herab; ältere Eisstände zeichnen sich auf Rüscada auf 1500 m und an der Mündung dieses Seitentals auf 1250 m ab.

In der Val Tomè reichen die tiefsten Moränen bis gegen 1000 m herab. Jüngere Wälle bekunden ein Zungenende des vom Monte Zucchero (2736 m) abgestiegenen Gletschers auf 1500 m. Im letzten Spätwürm war der Kessel der Ganna noch von Eis erfüllt.
Noch im Stadium von All'Aqua war der oberste Abschnitt, die Val Sambuco mit ihren Rundhöckern, von Eis erfüllt. Eine Stirnmoräne liegt im Stausee von Sambuco auf 1380 m (E. Dal Vesco, mdl. Mitt.). Im letzten spätwürmzeitlichen Vorstoß endete das Maggia-Eis bei Casone und Campo sotto, um 1600 m. Aus den NE-exponierten Talkesseln der Alpe Bolla und der A. Sciresa stießen Gletscher gegen 1500 m vor. Jüngere Endmoränen liegen auf 1800 m und auf gut 1700 m.
Auf der ENE-Seite der Cristallina stiegen Gletscher später noch bis zum Lago di Naret, bis 2300 m, ab. Interne Randlagen dämmen kleine Seen auf 2350 m und auf 2400 m ab. Diese bekunden klimatische Schneegrenzen zwischen 2500 m und 2600 m. An der Cristallina hing 1959 (LK 1251) ein Firnfeld gegen E bis 2700 m herab.
In der *Val di Peccia*, einem westlichen Seitenast der V. Lavizzara, liegen von einem steilen Schuttfächer hinterfüllte Moränen des Faido-Stadiums auf knapp 900 m (Dal Vesco, mdl. Mitt.). Im Stadium von Airolo hing noch eine Zunge über die Steilstufe von Erta bis unterhalb 1200 m herab.
In dem von der Cristallina (2912 m) gegen SE und vom Cavallo del Toro (2842 m) gegen E absteigenden obersten Quelltal belegen Stirnmoränen bei Corte della Bolla auf 1700 m einen letzten spätwürmzeitlichen Stand des Peccia-Gletschers (Günthert in Burckhardt & Günthert, 1957k).
Vom Poncione di Braga (2864 m) hing Eis über Alpe Froda ebenfalls bis 1700 m herab und vereinigte sich noch mit dem Cristallina-Eis. Vom Pne. di Braga und Pizzo Castello (2808 m) gegen NE reichte es bis 1600 m, vom P. Castello gegen E bis 1500 m herab. Holozäne Stände zeichnen sich zwischen den Rundhöckern von Alpe della Bolla ab. Frührezente Gletscher hingen vom Vacallo del Toro zu den Rundhöckern im Talschluß auf 2270 m herab. Noch 1959 reichten ihre Zungen bis auf 2400 m.
Aus der *Valle di Campo* und der *V. di Bosco* rückten die unterhalb von Cerentino sich vereinigenden Rovana-Gletscher im Faido-Stadium bis 700 m herab.
Im Airolo-Stadium schoben sich aus gegen NE und gegen N offenen Karmulden Gletscher an die Ausgänge, bis 1350 m, weiter talwärts bis gegen 1200 m vor.
Aus dem italienischen Talschluß, von der Corona di Groppo (2792 m), stiegen gegen NE bis SE exponierte Firne gegen 1400 m ab. Jüngere Stände zeichnen sich um 1600 m ab.
In der schweizerischen V. di Campo stellen sich an den S-Hängen ausgedehnte Sackungen und Rutschungen ein, die teils noch aktiv sind. In Campo und Cimalmotto sind diese vorab durch das umfangreiche Fällen von Holz und das Flössen der Stämme im 18. und 19. Jahrhundert wieder belebt worden. Sie bewirkten einen Angriff auf die instabilen Sackungsfüße, so daß sich die Rovana innert weniger Jahrzehnte kräftig in die Lockermassen eintiefen konnte (Alb. Heim, 1898; O. Lehmann, 1933; R. Gianella, 1951; G. Hirsbrunner, 1960).
Mit seltener Deutlichkeit manifestiert sich im Maggiatal und seinen Quellästen, wie streng die Talbildung der Klüftung folgt und wie längs Kluftflächen sich verschiedentlich gewaltige Felspartien gelöst haben und als Felsstürze mit teilweise gewaltigen Sturzblöcken niedergefahren sind. Offene Klüfte lassen noch weitere Stürze befürchten.
Seit dem Holozän bis in die jüngste Vergangenheit sind Verzasca- und Maggiatal und ihre Quelläste von Hochwassern heimgesucht worden, so im August 1951 und 1978, wobei jeweils gewaltige Holzmassen in den Lago Maggiore verfrachtet worden sind.

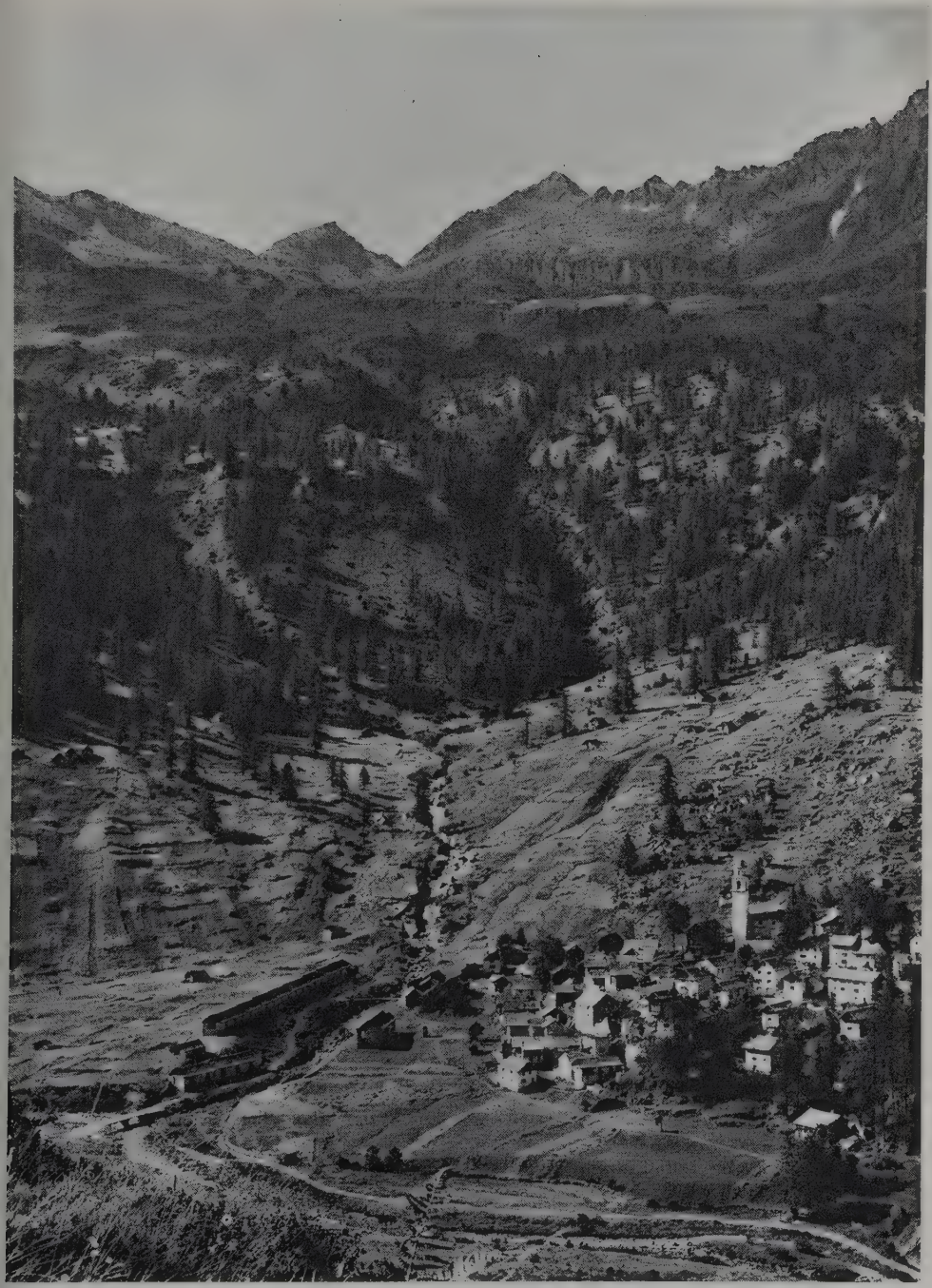


Fig. 248 Das auf einem Bergsturz-Hügel errichtete, vom Wildbach geschützte Walser Dorf Bosco/Gurin mit der Hendar Furggu. Über diesen Sattel dürften die Walser aus dem Pomatter Tal im 13. Jahrhundert eingewandert sein. Rechts das Abrißgebiet der Sackungs- und Bergsturzmassen des Hireli.
Photo: Flammer. Aus: M. Signorelli, 1972.

Zur Besiedlung der Valle Maggia und der V. Verzasca

In der *Valle Maggia/Maiental* sind bei Maggia ein Steinbeil und Silex-Geräte (E. Tatarinoff, 1928), bei Cevio ein neolithischer Steinhammer und oberhalb von Soladino eine Axt gefunden worden (M. Signoretti, 1972).
Römische Reste von Moghegno zeugen von einer viel jüngeren Besiedlung. Generell zeichnet sich bei den jüngeren Belegen eine talaufwärts fortschreitende Einwanderung ab. Die unteren, auf seitlichen Schuttfächern gelegenen Orte reichen tief ins Mittelalter zurück. Maggia und Coglio werden 1182, Cevio 1253 erstmals genannt. Die Casa di Pretoria in Cevio wurde 1165 erbaut. Die Kirche von Bignasco wurde 1483, jene von Broglio in der Val Lavizzara 1486 geweiht. In der hinteren V. Bavona wurde 1595 auf den 1513 niedergefahrenen Bergsturz-Trümmern, die das Dorf Ganariente begraben haben, eine Kirche erbaut; auch die Kapelle in La Presa reicht bis ins frühe 16. Jahrhundert.
Sornico in der V. Lavizzara, mit Cevio abwechselnd Landvogteisitz, wird 1372 erwähnt. Peccia und die Siedlungen in der V. di Peccia bestanden schon im 16. Jahrhundert; weitere stammen aus dem frühen 17., die Kirche in Mogno aus dem frühen 16. Jahrhundert, jene von Fusio von 1516.
In Campo, das von verheerenden Gleitbewegungen bedroht ist, reicht die Kirche bis ins 15. Jahrhundert zurück. Bereits im frühen 13. Jahrhundert – vor 1244 – wurde auf einem Bergsturz-Kegel die einzige deutschsprachige Gemeinde des Tessins, Bosco/Gurin (1506 m), von Walsern, die aus dem Pomatter Tal/Valle Formazza über die Hendar Furggu (2419 m) und über den Passo di Bosco/Guriner Furka (2323 m) vorgestoßen waren, besiedelt (S. 495; B. Anderes in A. A. Schmid, 1976, 1980; T. Tomamichel, 1953, 1979). Wie jedoch ein um 1950 in Bosco aufgefundener Bronzedolch bekundet, wurde die Gegend schon zur Bronzezeit begangen.
Von der Mündung der Verzasca sind neolithische Silex-Werkzeuge bekannt geworden (G. Rossi et al., 1944). In der vorderen *V. Verzasca* sind bei Erdrutschen in Mergoscia römische Ziegel zum Vorschein gekommen (A. Bulotti, 1939). Das Dorf wird 1338, Vogorno–S. Bartolomeo bereits 1225 erstmals erwähnt. Die 2jochige Steinbrücke in Lavertezzo reicht bis tief ins Mittelalter zurück. Das Dorf selbst ist, wie Corippo, seit dem 17. Jahrhundert belegt. Die Kirche von Brione wurde 1294 erbaut. Frasco und Sonogno lassen sich mindestens ins 15. Jahrhundert zurückverfolgen. In den Wäldern der V. Verzasca sollen noch 1772 Wolf und Luchs gejagt worden sein.

Holozäne Bergstürze und Murgänge im Einzugsgebiet des Tessins

Die Steilheit vieler Talflanken im Einzugsgebiet des Tessins, ihre Instabilität durch Klüftungen, Scherflächen und niedergebrochene Gesteinsmassen sowie die Heftigkeit südalpiner Regengüsse führten in den Tessiner Tälern während des ganzen Holozäns bis heute – besonders 1868, 1924 (A. Rima, 1975b) und 1978 – zum Niedergang zahlreicher Berg- und Felsstürze sowie zur Bildung von verheerenden Murgängen, deren Akkumulation größtenteils als Blockschuttfächer am Fuße steiler Runsen erfolgt ist.
In den Quellästen der Gebirgstäler sind meist bei der Bildung von Blockschuttfächern auch Lawinen mitbeteiligt, was sich in schneereichen Jahren in schattigen Mündungsbereichen im Überdauern von Lawinenschuttkegeln bis tief in den Herbst hinein zu erkennen gibt.

Fig. 249 Die im Kanton Tessin am 23. und 24. September 1924 niedergebrochenen Bergstürze.
Aus: A. Riva, 1975.

Die spätwürmzeitlichen Gletscher im Centovalli und in der Valle Onsernone

Nach dem Zerfall des insubrischen Eisstromnetzes stieß der *Centovalli-Gletscher* nochmals bis in den Staubereich des Palagnedra-Sees vor (E. Dal Vesco, mdl. Mitt.). Die Stauterrasse von Cavigliano dürfte, wie die Schmelzwasserrinnen und Rundhöcker zwischen Intragna und Ascona und die Stauschuttmassen weiter W im Centovalli, bereits beim Eisvorstoß gebildet worden sein. Beim Rückschmelzen zum Cadenazzo-Stadium wurde sie nochmals etwas überschüttet. Wahrscheinlich kalbte der Onsernone-Gletscher in der Bucht von Tegna des Lago Maggiore, wie der Tessin-Gletscher bei Cadenazzo.
In einer späteren Kaltphase, wohl im Biasca-Stadium, stießen die Gletscher von der *Gridone-Kette* (2187 m) nochmals bis gegen 850 m herab vor. Spätere Stände zeichnen sich um 1200 m, weiter W, in der V. di Cápolo, gar auf 1050 m ab.
In der *Valle Onsernone* reichte der Onsernone-Gletscher, wohl im Biasca-Stadium, noch über Auressio, bis 320 m. Vom Pizzo Peloso (2064 m) empfing er zwischen Berzona und Loco noch einen letzten Zuschuß. Mit der nächsten Erwärmung wurde der Ribo-Gletscher in der Valle di Vergeletto selbständig. Im Faido-Stadium stieß er nochmals bis über Gresso vor, während der Onsernone-Gletscher um 1100 m endete. Von beiden Talseiten, vom Pizzo Ruscada von S und von der Münzelüm–Pizzo Zucchero-Kette von N, stießen Seitengletscher bis ins Haupttal, bis Comologno, vor.
In der hinteren Valle Onsernone reichten die Gletscherarme noch im Faido-Stadium bis gegen 1100 m herab. Durch den vom Poncione del Rosso (2207 m) steil gegen S abfallenden Gletscher wurden ihre Schmelzwässer kurzfristig zu einem See aufgestaut.

Im nächsten spätwürmzeitlichen Klimarückschlag wurden die Moränen in den Talschlüssen, auf Alpe Aurelia, A. Soglio und A. Vaulo, von Gletschern aus den Karen der Pizzo di Madei- (2550 m), der Punta di Pezza Comuna- und der Pizzo di Fontanalba-Gruppe geschüttet. Diese rückten bei einer Schneegrenze um 2000 m – wohl im Airolo-Stadium – bis gegen 1400 m vor. Auf 1800–2000 m gelegene Endmoränen dürften aufgrund der Schneegrenze um 2100 m im ausgehenden Spätwürm abgelagert worden sein.
In der höher gelegenen *Valle di Vergeletto* vermochte der Ribo-Gletscher im Faido-Stadium noch bis gegen 1000 m vorzurücken, wobei er noch Zuschüsse des Rosso di Ribia (2545 m) aufnahm. Aus der Valle di Fümegn und aus dem bei Vergeletto mündenden Tal vermochte Eis nochmals bis 900 m in die V. di Vergeletto vorzustoßen. Im nächsten spätwürmzeitlichen Klimarückschlag endete es, bei einer Gleichgewichtslage um 1900 m und einer klimatischen Schneegrenze um 2000 m, unterhalb von 1400 m, der Fümegn-Gletscher auf 1300 m, wie absteigende Moränen bekunden.
Im letzten Spätwürm hing in der hintersten Val Fümegn E des Salariel (2316 m) eine Eiszunge bis 1940 m herab, während in der Valle di Vergeletto die höheren Regionen der N-Flanke noch bis gegen 1800 m, der gegen SE exponierte Talschluß unter dem Pizzo Porcarescio bis gegen 1850 m herab vereist war.

Die Talung Valle Vigezzo–Centovalli, eine Verbindung zwischen Tessin- und Toce-Gletscher

In der tektonisch vorgezeichneten westlichen Fortsetzung der Jorio-Tonale-Linie hatte sich zwischen Domodossola und Locarno wohl schon im Pliozän eine Talung ausgebildet, die sich im Laufe des Quartärs noch vertiefte.
Zur Riß-Eiszeit reichte das Eis in der Valle Vigezzo mit ihrer heute bei Druogno auf 831 m liegenden Wasserscheide bis auf über 1650 m, was aus den höchsten Überprägungen hervorgeht: an der Colma N von Malesco bis auf 1670 m, an der Cima (1810 m) S dieses Dorfes und am Monte Torriggia (1703 m) SE von Rè bis auf über 1600 m. Damit floß zwischen Toce- und Tessin-Gletscher ein Eisstrom über den Sattel von Fínero in die V. Cannobina. Zugleich wurden die Zuflüsse von N und von S zurückgestaut.

Die interglaziale Flora von Rè in der Valle Vigezzo

Von Rè ist aus tonigen Silten unter würmzeitlichen Vorstoßschottern und Moräne bereits im letzten Jahrhundert eine reiche interglaziale Flora bekannt geworden (A. Sordelli, 1883; P. Benassi, 1896), von der heute zahlreiche Reste im Museo di Storia Naturale in Domodossola liegen. Sie enthält gut erhaltene Zweigreste von *Abies alba* – Weißtanne, Blätter von *Acer platanoides* und *A. pseudoplatanus* – Spitz- und Berg-Ahorn, *Alnus glutinosa* und *A. incana* – Schwarz- und Grau-Erle, *Betula*, ein beblätterter Zweig von *Buxus sempervirens*, *Castanea sativa*, *Corylus avellana*, *Dryopteris filix-mas* – Wurmfarn, *Fagus silvatica*, *Neckera ossulana*, ein Laubmoos, Zapfen von *Picea abies* und von *Pinus silvestris*, *Populus nigra* und *P. tremula* – Schwarz- und Zitter-Pappel, *Quercus petraea* – Trauben-Eiche, zahlreiche große Blätter von *Rhododendron sordellii*, einer im Alpenraum ausgelöschten großblättrigen Rhododendron-Art, *Salix viminalis* – Korb-Weide, *Taxus baccata* – Eibe, *Tilia platyphyllos* – Sommer-Linde, *Ulmus campestris* – Feld-Ulme – und *Typha latifolia* – Breitblättriger Rohrkolben.

Von P. Benassi werden noch erwähnt: *Acer campestre* – Feld-Ahorn, *A. pseudoplatanus* – Berg-Ahorn, *Asplenium* – Streifenfarn, *Blechnum spicant* – Rippenfarn, *Carpinus betulus* – Hainbuche, *Ceratophyllum submersum* – Glattes Hornblatt, *Colutea arborescens* – Blasenstrauch, *Fraxinus* – Esche, *Iris*, *Juniperus communis* – Wacholder, *Juglans* – Walnuß, *Larix decidua*, *Pinus mugo* – Berg-Föhre, *Populus alba* – Silber-Pappel, *Salix retusa* und *S. reticulata* – Stumpfblättrige und Netz-Weide, die beide bereits das Herannahen des vorstoßenden Gletschers andeuten, sowie eine Rosacee.
An Insekten erwähnt Benassi nach den Angaben von Emery und Fiori *Camponotus*, *Carpocoris*, *Corisa*, *Donacia*, eine Larve von *Ephemera*, *Lasius*, eine Lepidoptere *Ropalocera suspensa*, eine Meloide, *Pirates*, *Porthesia*, *Proctotrupes*, *Taponima erraticum*, *Tephrites* und eine Larve von *Thecla*.
In Folsogno E von Rè fand A. Gianotti (1950) noch *Juniperus sabina* – Sefibaum, *Neckera crispa*, *Pteridium aquilinum* – Adlerfarn, *Quercus pubescens* – Flaum-Eiche, *Salix caprea* – Sal-Weide, *Typha angustifolia*, nicht näher bestimmbare Reste von *Alnus* und *Carpinus* sowie *Frangula alnus* – Faulbaum – und *Rhamnus alpina* – Alpen-Kreuzdorn.

Valle Vigezzo und Centovalli zur Würm-Eiszeit

Im Würm-Maximum reichte das Eis, bei einer Schneegrenze um 1200 m in der Valle Vigezzo, dank der von E und von W eingedrungenen Maggia/Tessin- und Doveria/Toce-Gletscher, mit 1450 m bis in die Firnregion (A. Penck, 1909). Im Sesto Calende-Stadium, bei einer Schneegrenze um 1250 m, stand es in der östlichen V. Vigezzo auf über 1300 m, so daß es noch immer 350 m mächtig über die Sättel bei Fínero (970 m und 950 m) in die Valle Cannobina überfloß. Mit dem Cannobino-Eis wurde es vom Tessin-Gletscher aufgenommen, an dessen Mündung es auf über 900 m stand.
Bei Albogno, bei Crana N von S. Maria Maggiore, bei Craveggia, bei Dissimo, aus der Val Ribellasca, der V. Marcou und aus der V. Verdasio empfing der Vigezzo-Centovalli-Arm noch im Ispra/Melide-Stadium Zuschüsse. Dies wird durch die Rundhöcker des Monte di Dissimo, der Alpe Caviano, von Colmola, von Rasa, des Pian Baree, des Motto di Faedo und des Motto di Dorca belegt. Selbst die Kette des Pizzo Leone (1659 m)–Corona dei Pinci und des Pianascio (1643 m) lieferte damals noch etwas Eis.
In einem späteren Stand, bei dem das Centovalli-Eis sich bei Intragna mit dem Isorno-Eis aus der V. Onsernone vereinigte und bei Cavigliano stirnte, stand es bei Palagnedra um 750 m, wie Rundhöcker und stirnnahe Moränen belegen. Dabei erhielt es vom Gridone-Kamm durch die Val di Cápolo, die V. Boschetto und die V. di Bordei von S und durch die V. Ribellasca, die V. Borgnone und die V. del Marcou von N letzte Zuschüsse.
Im nächsten Stadium reichte eine Zunge des *Melezzo-Gletschers* von der Pioda di Crana (2430 m) und vom Pizzo la Scheggia (2466 m) zusammen mit einem Lappen von in die V. Vigezzo eingedrungenem Toce-Eis zunächst noch bis über Rè. Dort stehen mächtige, teilweise zementierte Schotter an. Dann wurden Melezzo- und Toce-Eis selbständig. Dieses stieß aber über die Rundhöcker von Trontano nochmals gegen S. Maria Maggiore vor, was stirnnahe Moränenwälle belegen. Dabei lieferten Ragno-, Antoliva-, Margologio- und Graia-Gletscher von der Kette Ragno (2289 m)–Monte Tógano (2301 m) –P. Tignolino (2246 m) von S, Cui-, Albogno- und Rio-Gletscher von der Kette des M. Loccia di Peve (2127 m) von N letzte Zuschüsse.
Beim Abschmelzen des in der V. Vigezzo hochgestauten Toce/Tessin-Eises bildeten sich

Fig. 250 Staumoräne mit Erratiker bei Trontano am Eingang in die Valle Vigezzo. Von S, von der Kette des M. Tógano münden die Täler der Graia und des Margologio.

bei der Wasserscheide von S. Maria Maggiore – zwischen Buttogno und Craveggia und bei Malesco – zwischen dem Taleis und den aus den Seitentälern vorgestoßenen Zungen Eisrandstauseen. Beim Absinken ihrer Wasserspiegel durch Zurückschmelzen des Eises und subglaziären Abfluß bildeten sich in den bereits früh- bis hochwürmzeitlichen Stauschuttmassen sowie in den ausmündenden spätglazialen Sanderkegeln in verschiedenen Höhenlagen auffällige Stauterrassen mit großen Geschieben aus.

Die beiden gegen E ins Centovalli und gegen W ins Toce-Tal entwässernden Flüsse, der Melezzo orientale und der M. occidentale, haben sich als Schmelzwasserrinnen bereits subglaziär eingetieft.

In einem jüngeren Klima-Rückschlag vermochten sich die einzelnen Arme des Melezzo-Gletschers nochmals zu vereinigen und bis gegen 1000 m vorzustoßen.

In der bei Malesco mit einem mächtigen Sanderkegel in die Valle Vigezzo mündenden V. Loana sind stirnnahe Mittelmoränenreste bei Crotte zwischen 1000 und 1100 m erhalten. Noch im jüngeren Spätwürm, bei einem Zungenende bei Fondo li Gabbi, erfolgte eine Transfluenz von *Loana-Eis* von der Cima della Laurasca (2195 m) über den Sattel der Alpe Scaredi (1850 m) ins Tal der A. Boschelli, ein Quelltal der Valle Grande.

Noch im Ispra/Melide-Stadium, bei einer Schneegrenze um 1300 m, vermochte der Cannobino-Gletscher dank hochgelegenen, gegen NE exponierten Firngebieten bei Cavaglio-S. Donnino den in die untere V. Cannobina eingedrungenen Tessin-Gletscher auf 500 m zu erreichen.

Der von Moräne bedeckte Sporn von Calachina, 6 km talaufwärts, dürfte eine ältere Mittelmoräne bekunden. Noch im frühen Spätwürm nahm der Cannobino-Gletscher dort auch Eis von S, aus der Valle Socraggio, auf.

Ein nächster Eisstand zeichnet sich in der Valle Cannobina durch eine von Orasso ins Tal absteigende Moräne ab. Ein von SW vom Monte Zeda (2156 m) zugeflossener Gletscher erreichte noch die V. Cannobina.
Im Cadenazzo-Stadium, bei einer klimatischen Schneegrenze um 1500 m, stieß der Cannobino-Gletscher nochmals bis über Fínero, bis rund 850 m, vor, was durch Rundhöcker, Schmelzwasserrinnen und zwei Moränenstaffeln bekundet wird.

Zur Ur- und Frühgeschichte des Centovalli, der Valle Onsernone und der V. Vigezzo

Zur Ur- und Frühgeschichte des *Centovalli* und seiner westlichen Fortsetzung, der Valle Vigezzo, liegen – neben den neolithischen Steinbeilen von Palagnedra – nur wenige Belege vor. Von Cavigliano am Eingang in die V. Onsernone sind eine Bronzeaxt und mehrere Bronzebarren gefunden worden (D. Viollier, 1927; G. Wielich, 1944; G. Rossi et al., 1944).
Auf dem Rundhöcker des Castello di Tegna, eines vorrömischen Refugiums bei Tegna, liegen Mauerreste, die als gallo-römisches Höhenheiligtum gedeutet werden (A. Gerster, 1969; J. Farnum, 1975). Von Locarno führte schon Ende des 2. Jahrhunderts ein Römerweg mit noch erhaltenen Wegstrecken und Brücken über Tegna–Intragna (inter amnes = zwischen den Flüssen, Melezza und Isorno) durch das Centovalli und weiter durch die V. Vigezzo über Rè–Malesco–Sta. Maria Maggiore nach Oxilla – Domodossola (N. Bazzetta, 1911).
Verscio wird erstmals 1230 als lokales Zentrum mit bedeutender Kirche erwähnt. Die Mutterkirche des Centovalli stand seit 1231 in Palagnedra und gehörte zum Kloster Disentis. Ein Taufbecken aus dem 12. Jahrhundert zeugt von einer noch älteren Kirche. Borgnone am S-Hang wird 1364 genannt. In Intragna, das bis ins 17. Jahrhundert zu Golino, dem Umschlagplatz ins Centovalli, gehörte, wurde erst 1474 eine Kirche geweiht (B. Anderes in A. A. Schmid, 1976; 1980).
Bereits im Hochmittelalter war auch die *Valle Onsernone* besiedelt. 1228 wird die Kirche von Loco erwähnt, 1365 jene von Russo. Dagegen wurden die Quelltäler des Isorno erst im 17. Jahrhundert dichter bevölkert und Comologno, Spruga, Gresso und Vergeletto erstmals genannt. Doch sind auch diese Gebiete, wie ein Fund in Gresso belegt, schon zur Römerzeit vom Menschen durchstreift worden.
In der *Valle Vigezzo* belegen eine Bronzeaxt von Meis am Melezzo orientale (T. Bertamini, 1979a) und Schalensteine, der Ses d'la Lesna, an der Colma di Craveggia und auf der Pianezza dell'Alpe Colla (Bertamini, 1971, 1976) älteste Zeugen menschlicher Besiedlung. Die ligurischen Endungen der Ortsnamen auf -esco und auf -ogno deuten auf frühe Siedlungsinseln in einer noch heute waldreichen Talung hin.
Römische Gräber sind von Folsogno NE von Rè, von S. Maria Maggiore, von Craveggia, von Tocena (Bertamini, 1973, 1972, 1979c, 1978) sowie von der Mündung des Melezzo occidentale, von Masera, bekannt geworden (S. 525).
Das Oratorium von Gagnone W von Druogno reicht bis ins ausgehende 4. Jahrhundert, der romanische Campanile von S. Maria Maggiore bis ins 12. Jahrhundert zurück (Bertamini, 1979b). Druogno wird 1180, Craveggia 1196 erstmals erwähnt. Die Kirche von Trontano reicht ins ausgehende 12., jene von Rè mindestens ins 14. Jahrhundert zurück (N. Bazzetta, 1911).
Vorab im 20. Jahrhundert – 1839, 1900, 1958, 1961, 1977 und 1978 – sind sowohl das

Fig. 251 Durch die Flut im Ossola-Gebiet vom 7. August 1978 wurde besonders die Eisenbahnlinie Domodossola–Locarno hart betroffen. Von der Eisenbahnbrücke von Cutredo zwischen Malesco und Re vermochten nur die Widerlager, das Geleise und der Fahrdraht das Hochwasser des Melezzo Orientale zu überdauern.
Photo: Prof. T. Bertamini, Domodossola. Aus: T. Bertamini, 1978.

Centovalli als auch die V. Vigezzo wiederholt von gewaltigen Unwettern heimgesucht worden (T. Bertamini, 1961, 1975, 1978), die sich infolge der durch die jüngste Siedlungsentwicklung verursachten, immer stärker um sich greifenden Entwaldung in diesem an Schottern und Moränen reichen Gebiet katastrophal ausgewirkt haben. Verheerend waren die Zerstörungen besonders 1978, bei denen im Bereich des Melezzo orientale neben Häusern auch Brücken, Straßen und die Bahn derart in Mitleidenschaft gezogen wurden, daß sich die Instandstellungen über Jahre hinzogen. Am 7. August 1978 wurden in Domodossola 240, in Agarina in der hinteren V. dell'Isorno 265 und in Camedo an der Landesgrenze gar 313 mm Niederschlag gemessen. Aufgrund von Schätzungen, die sich auf die Niederschlagsmengen des Unwetters vom 13. Juli 1961 stützen, dürften sie am 7. August 1978 im zentralen Katastrophengebiet um Malesco–Rè über 400, vielleicht gar über 500 mm betragen haben. Da auch die Römerbrücke bei Malesco zerstört wurde, scheint dieses Unwetter das verheerendste Hochwasser seit der Römerzeit bewirkt zu haben.

Zitierte Literatur

Altmann, H., et al. (1970): Geographie in Bildern, *3:* Schweiz – Schr. Schweiz. Lehrerver., *46* – Zürich.
Anderes, B. (1976): Kanton Tessin – In: Schmid, A. A. (ed.): Kunstführer der Schweiz, *2* – Zürich/Wabern BE.
– (1980): Guida d'Arte della Svizzera Italiana – Porza-Lugano.

Annaheim, H. (1935a): Karte zur Morphogenese des Luganerseegebietes – Schweizer Ggr., *12/3*.
– (1935b): Die Landschaftsformen des Luganerseegebietes – Ggr. Abh. (3)*8*.
– (1936): Flußwerk im Sottoceneri – B. Soc. ticin. SN, *30/31* (1935–36).
Bächlin, R., et al. (1974k): 1313 Bellinzona – AGS – CGS.
Bächtiger, K. (1976): Könnte der Kessel des Lago Tremorgio (Gemeinde Prato, Kt. Tessin) ein Meteorkrater sein? – SMPM, *56/3*.
– (1977): The Basin of Lago Tremorgio (Canton Ticino) as a possible Quaternary Meteorite Impact Crater in the Swiss Alps – Meteoritics, *12/3*.
– (1978): Ein Meteorkrater in den Schweizer Alpen? Der Kessel des Lago di Tremorgio (Gemeinde Prato, Kt. Tessin) – Natw. Rdsch., *31/8*.
Bazzetta, N. (1911): Storia della Città di Domodossola e dell'Ossola superiore dai Primi Tempi all'Apertura del Traforo del Sempione – Gozzano – Omegna – Domodossola.
Beck, P. (1921): Grundzüge der Talbildung im Berner Oberland – Ecl., *14/2*.
Benassi, P. (1896): Plante ed insetti fossili di Re in Val Vigezzo – Riv. Ital. Paleontol., *2*.
Bernoulli, D. (1964): Zur Geologie des Monte Generoso (Lombardische Alpen) – Beitr., NF, *118*.
– et al. (1976k): 1353 Lugano – AGS – CGS.
Bertamini, T. (1961): La Valle dei Pittori devastata da un nubifragio – Oscellana *(1961)/2–3* – Domodossola.
– (1971): Un centro di culto preistorico in Val Vigezzo – Oscellana, *1/2*. – Domodossola.
– (1972): Una tomba di età romana a S. Maria Maggiore in Val Vigezzo – Oscellana, *2/2*.
– (1973): Tombe di epoca romana a Folsogno (Re) in Val Vigezzo – Oscellana, *3/3*.
– (1976): I «Ses d'la Lesna» di Val Vigezzo – Oscellana, *6/3*.
– (1978): Ritrovamenti archeologici a Tocena – Oscellana, *8/2*.
– (1979a): Ascia dell'età del bronzo in Val Vigezzo – Oscellana, *9/3*.
– (1979b): Oratori di Druogno – Oscellana, *9/3*.
– (1979c): Note archeologiche – Oscellana, *9/4*.
Bianconi, F. (1978): Die Entstehung des Tremorgio-Kessels – SMPM, *57*.
Bossard, L. (1925): Geologie des Gebietes zwischen Val Leventina und Val Blenio – Ecl., *19/2*.
Burckhardt, C. E., & Günthert, A. (1957k): Bl. Basodino, m. Erl. – GAS – SGK.
Burga, C. (1979, 1980): Pollenanalytische und geomorphologische Untersuchungen zur Vegetationsgeschichte und Quartärgeologie des Schams und des San Bernardino-Paßgebietes (Graubünden, Schweiz) – Diss. U. Basel; Bot., *56* – Vaduz.
– (1981): Glazialmorphologische Untersuchungen im Hinterrhein-Tal und am Bernhardin-Paß –Vjschr. *126/4*.
Burkart, W. (1941): Archäologisches aus der Gemeinde Misox – Bündn. Monatsbl., *(1941)/12*.
– (1943): Gräberfunde 1932–41 in der eisenzeitlichen Nekropole Castaneda – Bündn. Monatsbl., *(1943)/6–7*.
Canetta, E. (1970): Nuovi ritrovamenti della Cultura di Canegrate a Premeno – Sibrium, *10*.
Codoni, A. (1981): Geologia e Petrografia della regione del Pizzo di Claro – Diss. U. Zürich.
De Giuli, A. (1978): Askonetio Pianu – Oscellana, *8/2* – Domodossola.
– (1980): Industria litica di superficie rinvenuta a Mergozzo – B. Soc. P. N. *1980/1*.
De Giuli, A., & Caramella, P. (1979): I ritrovamenti archeologici del Verbano nord occidentali – Museo del Paesaggio 1909–1979 – Mus. stor. art. Verbano – Intra.
Erb, H., & Boscardini, M.-L. (1974): Das spätmittelalterliche Marienhospiz auf der Lukmanier-Paßhöhe – Ein archäologischer Beitrag zur Geschichte alpiner Hospize – Schr.-Reihe Rät. Museum Chur, *17*.
Erb, H., & Schwarz, G. Th. (1969): Die San Bernardinoroute von der Luzisteig bis in die Mesolcina in ur- und frühgeschichtlicher Zeit – Schr.-Reihe Rät. Museum Chur, *5*.
Farnum, J. H. (1975): Die Römerstraße nach Prato, das Museum in Locarno, der Tempel bei Tegna und die Brücke bei Intragna – In: 17 Ausflüge zu den alten Römern in der Schweiz – Ein Hallwag-Führer – Bern.
Finckh, P. (1977): Wärmeflußmessungen in Randalpenseen – Diss. ETH, Zürich.
– (1978): Are Southern Alpine lakes former Messinian canyons? Geophysical evidence for pre-glacial in the Southern Alpine lakes – Marine G, *27* – Amsterdam.
Flütsch, P. (1948): Flora – In: Lukmanierstraße Disentis/Mustér–Olivone–Acquarossa – PTT Bern.
Frey, J. D. (1976): Geologie des Greinagebietes – Beitr., NF, *131*.
Frischknecht, G., et al. (1923k): Geologische Karte der Adula, 1:50000 – GSpK, *104* – SGK.
Fumagalli, R. (1970): Tombe della Cultura di Canegrate a Premeno – Sibrium, *10* – Varese.
Furrer, E. (1927): Pollenanalytische Studien in der Schweiz – Vjschr. *72*, Beibl. 14.
Galli, A. (1937): Il regime delle acque – In: Notizie sul Cantone Ticino, *2* – Bellinzona.
Gansser, A. (1937): Der Nordrand der Tambodecke – Geologische und petrographische Untersuchungen zwischen San Bernardino und Splügenpaß – SMPM, *17/2*.

Gerster, A. (1969): Castello di Tegna – ZAK, *26*.
Gianotti, A. (1950): Osservazioni sulla flora fossile quaternaria di Val Vigezzo (Novara) – Riv. ital. Paleont. Stratigr., *56/1*.
Graeter, P. (1951): Geologie und Petrographie des Malcantone (südliches Tessin) – SMPM, *31/2*.
Grütter, E. (1967): Beiträge zur Morphologie und Hydrologie des Val Verzasca – Beitr. G Schweiz, Hydrol., *15*.
Hafner, S., et al. (1975): 1251 Val Bedretto, m. Erl. – GAS – SGK.
Hantke, R. (1982): Zur Talgeschichte des Gebietes zwischen Pragel- und Klausenpaß – Ber. Schwyz. NG, *8*.
Heierli, H. (1977): Graubünden in Farbe – Ein Reiseführer für Naturfreunde – Kosmos-Bibliothek, *293*.
– (1982): Der Kosmos-Wanderführer – Die Alpen – Stuttgart, Thun.
Heierli, J., & Oechsli, W. (1903): Urgeschichte Graubündens mit Einschluß der Römerzeit – Mitt. antiq. Ges. Zürich, *26/1*.
Heim, Alb. (1898): Die Bodenbewegungen von Campo im Maggiathale, Tessin – Vjschr., *43/1–2*.
Hirsbrunner, G. (1960): Beiträge zur Morphologie und Hydrologie der Rovanatäler – Beitr. G Schweiz, Hydrol., *11/2*.
Imhof, E. (1905): Maggia – Ggr. Lexikon Schweiz, *3* – Neuenburg.
Joos, L. (1951): Geschichtliches – In: San Bernardino-Straße: Thusis–Hinterrhein–Mesocco, Avers, Splügenpaß – PTT Bern.
Keller, F., et al. (1980K): 1272 P. Campo Tencia – AGS – CGS.
Keller, P. (1930): Die postglaziale Waldgeschichte des südlichen Tessin – Vjschr., *75/1–2*.
– (1931): Die postglaziale Entwicklungsgeschichte der Wälder von Norditalien – Veröff. Rübel, *9*.
Kelterborn, P. (1923): Geologische und petrographische Untersuchungen im Malcantone (Tessin) – Vh. NG Basel, *34*.
Kerschner, H. (1976): Das Daun- und Egesenstadium in ausgewählten Tälern der Zentralalpen von Nordtirol und Graubünden – Diss. U. Innsbruck (unpubl.) Dupl. Ggr. I. U. Zürich.
Knoblauch, P., et al. (1939K): Fo. Iorio con margine settentrionale del Fo. 539 Bogno e carte speciali della regione del Motto d'Arbino – AGS – CGS.
Krige, L. J. (1918): Petrographische Untersuchungen im Val Piora und Umgebung – Ecl., *14/5*.
Kündig, E. (1926): Beiträge zur Geologie und Petrographie der Gebirgskette zwischen Val Calanca und Misox – SMPM, *6*.
Küttel, M. (1977): Pollenanalytische und geochronologische Untersuchungen zur Piottino-Schwankung (Jüngere Dryas) – Boreas, *6* – Oslo.
Lang, G. (1962): Die spät- und frühpostglaziale Vegetationsentwicklung im Umkreis der Alpen – E + G, *12*.
Lautensach, H. (1912): Die Übertiefung des Tessingebietes, morphologische Studie – Ggr. Abh., *1*.
Lavizzari, L. (1859K): Carta delle profundità del Ceresio o Lago di Lugano dedicata alla Società Elvetica di Scienze Naturali – Locarno.
Lehmann, O. (1934): Hat die Rovana im Zerstörungsgebiet von Campo (Distr. Valle Maggia) ihr Tal innerhalb des Zeitraumes von 1858–1892 um rund 70 m vertieft? – Schweizer Ggr., *11/3*.
Lemans, A. (1978): Der Firnzuwachs pro 1976/77 in einigen schweizerischen Firngebieten – 64. Bericht – Vjschr., *123/2*.
Leuzinger, P. (1926): Geologische Beschreibung des Monte Campo dei Fiori und der Sedimentzone Luganersee–Valcuvia – Ecl., *20/1*.
Lüdi, W. (1944): Die Waldgeschichte des südlichen Tessin seit dem Rückzug der Gletscher – Ber. Rübel *(1943)*.
Lüthi, S. (1973): Stratigraphie und Sedimentologie des Monte Nudo-Beckens – Teil 1: Das Gebiet Reno–Arolo–Cittiglio (Prov. Varese) – DA G I. ETH, Zürich.
Marchetti, M., & Tongiorgi, E. (1936): Una torba glaciale del Lago Massaciuccoli (Versilia) – N. G. Bot. Ital., NS, *43*.
Marinis, R. de (1975): Le tombe di guerriero di Sesto Calende e le spade e i pugnali hallstattiani scoperti nell' Italia nord-occidentale – Archeol. onore di A. Neppi, Modena–Firenze.
Martinoli, G. (1896): La correzione del fiume Ticino – Bellinzona.
Mattirolo, E., et al. (1932K): Fo. 31 Varese – CG Italia 1:100000 – R. Uff. G Italia.
Müller, C. (1913): Scoperte archeologiche nel distretto intrese – Intra.
Müller, F., et al. (1976): Firn und Eis der Schweizer Alpen – Gletscherinventar – Ggr. I. ETH, Zürich.
Müller, H. J. (1972): Pollenanalytische Untersuchungen zum Eisrückzug und zur Vegetationsgeschichte im Vorderrhein- und Lukmaniergebiet – Flora, *161*.
Müller, I. (1948): Geschichte – In: Lukmanierstraße Disentis/Mustèr–Olivone–Acquarossa – PTT Bern.
Nägeli, H. (1920): Die postglazial-prähistorischen Biaschina Bergstürze – Vjschr., *65/1–2*.

Nangeroni, G. (1932k): Carta geognostica-geologica della prov. di Varese con uno studio sulla geologia, le rocce e le forme del terreno della regione varesina – Anm. R. I. Tecn. Varese – Varese.
– (1954a): I terreni pleistocenici dell'anfiteatro morenico del Verbano e del territorio varesino – Atti SISN, *93*.
– (1954b): Appunti per una revisione del catalogo dei ghiacciai lombardi – Atti SISN, *93*.
– (1955): Appunti sulle antiche variazioni di livello del Verbano e dei laghi di Comabbio e di Varese – Sibrium, *2* – Varese.
Nething, H. P. (1976): Der Gotthard – Thun.
Novarese, V., et al. (1937k): Fo. 32 Como – CG Italia 1:100000 – R. Uff. G Italia.
Oberhänsli, R. (1973): Geologische und petrographische Untersuchung der Carbonate zwischen Val Cresciano und Val Pontirone und der umliegenden Gesteine – DA G I. ETH, Zürich.
Obermeier, S. (1972, 1977): Lago Maggiore–Luganer See–Comer See – München; 2. Aufl. 1977.
Pasquier, F. (1972): Géologie quaternaire du Bas Malcantone (Tessin méridional) – DA G I. ETH, Zürich.
– (1974): Les dépôts du retrait wurmien dans le Malcantone méridional (Tessin) – Ecl., *67*/1.
Pauli, L. (1971): Studien zur Golasecca-Kultur – B. Ist. Archeol. German. sez. Romana, Suppl., *19* – Heidelberg.
Penck, A., & Brückner, E. (1909): Die Alpen im Eiszeitalter, *3* – Leipzig.
Peroni, R., et al. (1975): Studi sulla cronologia delle civiltà di Este e Golasecca – Firenze.
Ponti, F. (1896): I Romani ed i loro precursori sulle rive del Verbano nell'Alto Novarese e nell'agro Varesino – Intra.
Preiswerk, H. (1918k): Geologische Karte des obern Tessin- und Maggia-Gebietes, 1:50000 – GSpK, *81* – SGK.
– et al. (1934k): Geologische Karte der Tessineralpen zwischen Maggia- und Blenio-Tal, 1:50000 – GSpK, *116* – SGK.
Primas, M. (1970): Die südschweizerischen Grabfunde der älteren Eisenzeit und ihre Chronologie – Monogr. UFS, *16*.
– (1972): Zum eisenzeitlichen Depotfund von Arbedo (Kt. Tessin) – Germania, *50*.
– (1974a): Die Hallstattzeit im alpinen Raum – UFAS, *4*.
– (1974b): Die Latènezeit im alpinen Raum – UFAS, *4*.
Reale, C. (1910): Verbano (Lago Maggiore) – Ggr. Lexikon Schweiz, *6* – Neuenburg.
Reinhard, M. (1964): Über das Grundgebirge des Sottoceneri im Süd-Tessin und die darin auftretenden Ganggesteine – Beitr., NF, *117*.
– et al. (1962k): Fo. Tesserete – AGS – CGS.
Reist, M. (1960): Beiträge zur Morphologie und Hydrologie des Bavonatales – Beitr. G Schweiz, Hydrol., *11*/1
Renfer, H. (1963): Über diluviale Ablagerungen aus der Umgebung von Chiasso – GH, *18*/3.
– (1964): Beitrag zur Morphologie und Glaziologie des Muggiotales und angrenzender Gebiete – Jber. Ggr. Ges. Bern, *47* (1963–64).
Renner, F. (1982): Beiträge zur Gletschergeschichte des Gotthardgebietes und dendrochronologische Analysen an fossilen Hölzern – Phys. Ggr. U. Zürich, *8*.
Repossi, E. (1902): Osservazioni stratigrafiche sulla Val d'Intelvi, la Val Solda e la Val Menaggio Atti SISN, *41*/2.
Rima, A. (1963): Sugli eventi estremi nell'idrologia con particolare riguardo alle portate di piena del fiume Ticino e sulle periodicità dei deflussi – Diss. ETH, Zürich.
– (1967): Caratteristiche dei casi di pioggia del 1951 e del 1965 al sud delle Alpi – Atti Soc. Elv. SN, Soletta *(1966)*.
– (1971): Variazioni di massimo invaso e possibilità di ricambio dell'acqua del Lago Maggiore – Atti Congr. int. climatol. lacustre, Como/I – Como.
– (1975a): Analisi dei livelli del Lago Maggiore al limnografo di Locarno (1927–1972) – Ass. Tic. Econom. Acque.
– (1975b): La frana di Someo 24 settembre 1924 – Pro Valle Maggia.
Rossi, G., Pometta, E., & Grütter, A. (1944): Geschichte des Kantons Tessin – Bern.
Schneider, R. E. (1978): Pollenanalytische Untersuchungen zur Kenntnis der spät- und postglazialen Vegetationsgeschichte am Südrand der Alpen zwischen Turin und Varese (Italien) – Bot. Jb. Syst., *100*/1.
Schwarz, G. Th. (1971): Das Misox in ur- und frühgeschichtlicher Zeit – Helv. Archaeol., *6*.
Seiffert, R. (1953): Die Vergletscherung des Calancatales – B. Soc. ticin. SN, *47*/*48*.
– (1960): Zur Geomorphologie des Calancatales – Basler Beitr. Ggr. Ethnol., *1*.
Siegwart, J. (1972): Mons Adulas = Greina und St. Gotthard – Geschichtsfreund, *124* – Stans.
– (1975): Die Namen Lepontier, Adulas und Tessin als Geschichtsquelle – Geschichtsfreund, *126*/*127*, (1973/74)
Signorelli, M. (1972): Storia della Valmaggia – Locarno.
Simonett, Ch. (1941): Tessiner Gräberfelder – Monogr. UFS, *3* – Basel.
Sordelli, F. (1883): Sulli filliti quaternari di Re in Val Vigezzo – RC I. lomb. Sci Lett., *16*.

Spicher, A.†, et al. (1981): 1313 Bellinzona – Erläuterungen GAS – SGK.
Spinedi, F. (1981): Testimonianze glaciali e fenomeni carsici nella regione del Basòdino – DA Ggr. I. ETH, Zürich.
Staehelin, F. (1948): Die Schweiz in römischer Zeit – Basel.
Stapff, F. M. (1883): Geologische Beobachtungen im Tessinthal während Tracirung und Baues der Gotthardbahn, *1* – Berlin.
Stöckli, W. E. (1975): Chronologie der Jüngeren Eisenzeit im Tessin – Antiqua, *2* – Basel.
Tatarinoff, E. (1928): Maggia (Bez. Vallemaggia, Tessin) – Jber. SGU, *19* (1927).
Thurston, B. C. (1975): Plaun la Greina – Anthologie eines einsamen Hochlandes – Uetikon a. See.
– et al. (1973): Greina – Wildes Bergland – Disentis.
Sutter, R. (1976): Zur Flora und Vegetation der Greina (Hochland an der Grenze Graubünden-Tessin) – Natur – Mensch *(1976)* 1–3.
Tomamichel, T. (1953): Bosco/Gurin – Das Walserdorf im Tessin – Volkst. Schweiz, *9*.
– (1979): Bosco/Gurin, das Walserdorf im Tessin – Ges. Förd. Walserhaus Gurin in Bosco/Gurin.
Tongiorgi, E. (1936): Documenti per la storia della vegetazione della Toscana e del Lazio – N. G. Bot. ital., NS, *43*.
Voillier, D. (1927): Il Cantone Ticino nelle epoche preistoriche – Riv. archeol. Como, *(1927)*.
Welten, M. (1952): Über die spät- und postglaziale Vegetationsgeschichte des Simmentals – Veröff. Rübel, *26*.
– (1958): Die spätglaziale und postglaziale Vegetationsentwicklung der Berner Alpen und -Voralpen und des Walliser Haupttales – Veröff. Rübel, *34*.
– (1982): Vegetationsgeschichtliche Untersuchungen in den westlichen Schweizer Alpen: Bern–Wallis – Denkschr. SNG, *95*.
Welten, M., & Oeschger, H. (1957): Erste Ergebnisse von C-14 Altersbestimmungen zur Vegetationsgeschichte der Schweiz – Vh. SNG, Neuenburg.
Wielich, G. (1944): Il Locarnese preromano – B. stor. Svizz. ital., *19*/3, 4 – Bellinzona.
– (1946): Il Locarnese romano – B. stor. Svizz. ital., *21*/1, 2, 3.
– (1946): Appendice agli articoli «Il Locarnese preromano» e «Il Locarnese romano» – B. Stor. Svizz. ital., *21*/4
– (1970): Das Locarnese im Altertum und Mittelalter – Bern.
Zeller, J. G. (1964): Morphologische Untersuchungen in den östlichen Seitentälern des Val Blenio – Beitr. G Schweiz, Hydrol., *13*.
Zindel, Chr. (1978): Bergfrischer Kristall als Werkstoff – Bündner Z., *102*/37 – 15. April 1978.
– (1977a): Graubünden, das Refugium der letzten steinzeitlichen Wildbeuter und Pionierland für die ersten Bauern – Terra Grischuna, *36*/2.
– (1977b): Graubünden als alpiner Teil verschiedener europäischer Kulturen während der Eisenzeit und Kontaktgebiet im Bereiche der Paßübergänge – Terra Grischuna, *36*/2.
Zoller, H. (1958): Pollenanalytische Untersuchungen im unteren Misox mit ersten Radiocarbon-Datierungen in der Südschweiz – Vh. 4. internat. Tag. Quartärbot. – Bern – Veröff. Rübel, *34*.
– (1960): Pollenanalytische Untersuchungen zur Vegetationsgeschichte der insubrischen Schweiz – Denkschrift SNG, *83*/2.
– (1963): Zur Chronologie der insubrischen Vegetationsgeschichte – Ber. Rübel *(1962)*.
– & Kleiber, H. (1971): Vegetationsgeschichtliche Untersuchungen in der montanen und subalpinen Stufe der Tessintäler – Vh. NG Basel, *81*/1.
Zürcher, A. C. (1982): Urgeschichtliche Fundstellen Graubündens – Schr.-Reihe Rät. Mus. Chur, *27*.

Der Toce-Gletscher

Einzugs- und Ablationsgebiet

Das Einzugsgebiet des Toce-Gletschers liegt fast ganz auf italienischem Boden. Es umfaßt einerseits die Eismassen der E- und SE-Flanken der Walliser Alpen – nach S überfließendes Gries-Eis sowie Hohsand-, Vannino-, Vova-, Dévero-, Diveria-, Bognanco-, Antrona-, Anza-, Arsa-, Anzola-, S. Carlo- und Strona-Gletscher – anderseits die Firngebiete der W-Abdachung der Tessiner Berge, vorab den Isorno-Gletscher und weiter Toce-abwärts den Ogliana- und den Rovine-Gletscher.
In der Schweiz liegen außer einem kleinen Teil des Gries-Gletschers nur die Nährgebiete S des Simplonpasses, das Areal Monte Leone–Hübschhorn und dasjenige vom Tochenhorn über Böshorn–Fletschhorn–Lagginhorn–Weißmies zum Portjengrat, das bis über 4000 m emporreicht. Sie ließen den Toce-Gletscher zum mächtigen Eisstrom anschwellen, der die Talfurche übertiefte und bis an den Rand der Po-Ebene vorstieß.
Durch die Valle Vigezzo, über die Transfluenz von Fínero und durch die V. Cannobina hing das Toce- mit dem Tessin-Eis zusammen, was überschliffene Berggipfel – Monte Mater (1431 m), Cima Cerro (1357 m), M. Riga – zwischen Fínero und M. Spalavera (1534 m) belegen (S. 498).
Wie schon in der Riß-, so drang auch in der Würm-Eiszeit erneut ein Arm des Toce-Gletschers von Gravellona Toce Strona-aufwärts und vereinigte sich bei Omegna mit dem *Strona-Gletscher* (S. 510), der weiter S noch Eis aus den Quelltälern der Fiumetta aufnahm, das Becken des Lago d'Orta mit Eis füllte und bis Borgomanera reichte.
Vom Monte Briasco (1185 m) und vom M. Avigno (1136 m) hingen noch in der Würm-Eiszeit kleine Firnzungen gegen NE herab, doch vermochten diese den Lago d'Orta-Lappen des Toce-Gletschers nicht mehr zu erreichen.
Vom Inselberg des Mont'Orfano W von Verbania wandte sich ein Arm gegen S, durch das Tal der Strona und des Lago d'Orta, während sich der Hauptarm im Bereich der Borromäischen Inseln mit dem Tessin-Gletscher vereinigte. Von N nahmen die beiden noch den S. Bernardino- und den S. Giovanni-Gletscher auf.

Alte, präpleistozäne Talanlagen

Im Miozän erfolgte die Entwässerung aus dem Bereich der Ossola-Täler noch in umgekehrter Richtung, von den Quellästen der Arsa-, Anzasca-, Antrona- und Bognanco-Täler Toce-auswärts über den Bereich des heutigen Gries- und Grimselpasses durch die Quertalung der späteren Hasli-Depression, durch die im jüngsten Miozän und im Pliozän die Helvetischen Decken nach NW vorgefahren sind, hinaus zum Napf-Schuttfächer. Neben der guten Übereinstimmung des Geröllinhaltes mit den Gesteinen der Ossola-Täler deutet auch ihre reiche Goldführung darauf hin, daß diese Täler als Liefergebiete für die ebenfalls bereits aus vorrömischer Zeit bekannten Goldseifen in der Napf-Molasse (Bd. 1, S. 257) in Betracht fallen.
Eine deutlich jüngere Anlage kommt den weiter N gelegenen Tälern, der Val Divedro und der Valle Dévero W und der V. del Fenecchio, der V. dell'Isorno und der V. Antolina E des Toce zu. Sie alle münden spitzwinklig gegen SE bzw. gegen SW ins Stamm-

tal der V. Antigorio. Sie entstanden erst, nachdem die Entwässerung der südlichen Quellgebiete durch den im Pliozän erfolgten Hochstau des Gotthard- und des Aar-Massivs gegen N unterbunden worden und gegen S umgekippt war. Ihr Verlauf folgt weitgehend tektonischen Linien: einer markanten Klüftung oder isoklinalen Strukturen.

Der vorstoßende Toce-Gletscher

Das Hochgebiet der Valle Toggia stellt den Rest einer alten, allenfalls präglazialen Fläche dar. Diese ist während der Kaltzeiten wohl vom Eis überprägt, in den Warmzeiten aber kaum stärker fluvial zerschnitten worden. In den Kaltzeiten kolkten die mehrfach vorstoßenden Gletscher in diese Hochfläche die Becken des Fisch- und des Kastelsees, die heute zu den Speicherbecken des Bacino di Toggia und des Lago Castel aufgestaut worden sind. In analoger Weise kolkten die Zungen des in einer Eiskaskade gegen S abfallenden Gries- und des gegen NW vorstoßenden Hohsand-Gletschers das ebenfalls von einem Stausee eingenommene Becken von Morast/Morasco aus.
Mit zunehmender Klimaverschlechterung drangen die im Becken von Ober Frütt/Frua di Sopra und von Frütt/La Frua zum Toce-Gletscher sich vereinigenden Eismassen weiter vor. Aus der Ebene von Ober Frütt ragen mehrere Rundhöcker auf. Sie bekunden einerseits die Grenzbereiche der einzelnen Zuschüsse; anderseits markieren sie die obersten Becken und dokumentieren zugleich, daß diese nicht allzusehr übertieft worden sein können. Erst mit dem Sturz über die 143 m hohe Steilwand des Toce-Falles kolkte das Eis an dessen Fuß, auf Früttwald/Canza, wieder ein tieferes Becken aus (Fig. 252). Ein weiterer Kolk, der heute mit Moräne, spätwürmzeitlichen Schottern und holozänen Alluvionen angefüllt ist, zeichnet sich unterhalb des Rundhöcker-Riegels von Gurfelen/Grovello bis Stafelwald/Fondovalle ab.
Da sich auch im Oberlauf des Dévero eine analoge Beckenbildung beobachten läßt, dürfte sie glaziär entstanden sein. Dabei bewirkten Differenzen in der Erosionsresistenz und in der Tektonik eine individuelle Ausgestaltung der beiden Talungen von Pomat und des Dévero.
Bei Verbania, im Mündungsgebiet des S. Bernardino-Gletschers, dürfte die rißzeitliche Eisoberfläche bis auf gut 1200 m, die würmzeitliche bis auf gut 1000 m gereicht haben, was überschliffene Grate belegen. W von Baveno waren Monte Crocino (1023 m) und M. Camoscia (890 m) noch überfahren. In der unteren Valle d'Ossola zeichnen sich noch weitere würmzeitliche Eisstände durch Moränenreste und Rundhöcker ab, ein nächsttieferer um 850 m, bei dem der Mont'Orfano (794 m) eben noch überfahren wurde. Dieser Stand entspricht wohl den inneren Jung-Endmoränen. Weitere stellen sich um 550 m und um 350–300 m ein. Diese sind mit den im Lago Maggiore bei Ispra und am Ausgang der Borromäischen Bucht kalbenden Ständen zu verbinden.
An der Gabelung des Toce-Eises in die unterste Val Strona und zum Lago Maggiore zeigt sich bereits eine Eisüberprägung bis 1550 m, bzw. bis 1400 m, in der Valle d'Ossola S von Vogogna bis auf knapp 1700 m.
An der Mündung des Anza-Gletschers stand das rißzeitliche Eis auf 1700 m, das würmzeitliche auf 1500 m, in der vorderen Valle Anzasca auf 1850 m bzw. 1670 m. Zwischen dem von SW zufließenden Olocchia-Gletscher und dem Anza-Eis reichte die würmzeitliche Oberfläche am Pizzetto (1879 m) bis auf über 1850 m, über Macugnaga auf über 2000 m.

Fig. 252 Über den eisüberschliffenen Felsriegel, der in der Valle Formazza das Becken von Frütt/La Frua abdämmt, stürzt der Toce in einem 153 m hohen bereits von H.-B. DE SAUSSURE (1796) und A. STOPPANI (1873) beschriebenen Fall ins Becken von Unter Frütt/Sotto Frua.

Um Domodossola stand das Toce-Eis zur Riß-Eiszeit auf 1800 m; SW der Stadt, auf Alpe Torcelli, liegen die höchsten würmzeitlichen Erratiker um 1600 m. Zur Zeit der inneren Jung-Endmoränen, dem Stadium von Sesto-Calende, wurden die zwischen 1320 m und 1450 m gelegenen Rundhöcker auf der Alpe Pescia NE von Domodossola noch ein letztesmal überprägt. Im Mündungsbereich des Dévero-Gletschers reichte das Eis auf über 1700 m, was auf La Colla E von Verampio durch Moräne belegt wird, auf La Colla N von Baceno auf 1750 m, Dévero-aufwärts, am Piz Nava (2184 m), um 2050 m und an der Corona Troggi ENE von Goglio auf 2100 m.
In der Valle Antigorio stieg die Eisoberfläche nach der Steilstufe von Unterwald/Foppiano stärker an. Bei Stafelwald/Fondovalle lag sie schon über 2000 m und bei Früttwald/Canza auf gut 2200 m. Im obersten Pomatter Tal/Valle Formazza liegt die Schliffgrenze gar auf über 2500 m. Dort läßt sich auch ein deutliches Absinken der Waldgrenze gegen den Gries- und den S. Giacomo-Paß beobachten. Um Früttwald liegt sie auf gut 2000 m, bis Ober Frütt/Frua di Sopra fällt sie auf 1800 m ab. Nur Einzelbäume steigen noch etwas höher, und Grünerlen-Bestände – *Alnus viridis* – reichen bis gegen 2000 m. Dies ist wohl, wie weiter N am Gotthard und vor allem an der Grimsel (Bd. 2, S. 449), als Windgassen-Effekt zu deuten.

Der S. Giovanni- und der S. Bernardino-Gletscher

Mit dem Wegfall der Transfluenz von Toce-Eis über die Sättel von Bieno wurden – nach dem Selbständigwerden von Tessin- und Toce-Eis – auch die bei Verbania-Intra mündenden Zuflüsse, S. Giovanni- und S. Bernardino-Gletscher, selbständig. Ein erstes

Stadium des *S. Giovanni-Gletschers* wird N von Trobaso durch Seitenmoränen belegt, welche von Comero zur Stirn auf 300 m absteigen. Eine interne Staffel zeichnet sich um Ramello ab. Eine Mittelmoräne hat sich bei Piaggia um 950 m abgelagert. Dann schmolz das Eis in die Quelläste zurück. Moränen eines nächsten Stadiums haben sich bei Occhio, am Zusammenfluß von zwei Ästen, auf gut 800 m bzw. bei Scogno auf 1000 m ausgebildet. Ein höchster Stand zeichnet sich in den Talschlüssen um 1000 m bzw. um 1100 m ab.
In der Valle Grande belegen tiefste Seitenmoränen eines selbständigen *S. Bernardino-Gletschers* bei Bieno und bei Unchio, zusammen mit der Schotterflur von Verbania-Intra, einen äußersten Stand auf 240 m Höhe. Ein nächstinnerer zeichnet sich unterhalb von Cossogno ab. Damals kalbte der Toce-Gletscher im Becken von Baveno. Dann wurden Pogallo- und S. Bernardino-Gletscher selbständig. Beide schmolzen bis in die Quelläste der Täler zurück. Aus den Karen E und W der Cima Marsicce (2135 m) schoben sich im nächsten Stadium nochmals Zungen bis unterhalb von 1000 m vor. Dieser Stand ist in den Quellästen des Torrente S. Bernardino durch stirnnahe Moränenreste belegt, die Zungenenden zwischen 900 m und 1000 m andeuten. Ein nächster Spätwürm-Stand wird auf Alpe Serena und auf A. Quagiui um 1300 m bzw. 1500 m durch Moränen dokumentiert. Das Kar auf der NW-Seite des P. Proman (2098 m) wurde erst tiefer im Spätwürm eisfrei.

Der Strona-Gletscher

In der *Riß-Eiszeit* entsandte der Toce-Gletscher von Gravellona Toce einen Arm gegen S durch das unterste Strona-Tal gegen Omegna, wo dieser den von NW aus der Valstrona austretenden und dort bis auf 1100 m hinauf reichenden Strona-Gletscher kräftig unterstützt hatte, so daß die beiden – wie wohl schon in früheren Eiszeiten – das tektonisch vorgezeichnete Becken des Lago d'Orta weiter ausräumen konnten. Noch W von Nónio stand das Toce/Strona-Eis, wie Rundhöcker belegen, bis auf 1000 m Höhe, fiel dann aber SW von Césara, nach dem letzten Eis-Zuschuß vom Monte Novesso (1410 m), steil gegen S ab und stand bereits SW von Pogno auf unter 600 m. Am Außenrand hat sich eine Schmelzwasserrinne ausgebildet. Reste eines äußersten, rißzeitlichen (?) Moränenwalles ragen S von Soriso – wie schon A. Penck (1909) festgestellt hat – über eine von Ferretto bedeckte Terrasse empor. Die Stirn dürfte bei Borgomanero um 300 m Höhe gelegen haben, wurde dann durch Schmelzwässer zerschnitten und vom würmzeitlichen Sander überschüttet.
Die Schüttung der mächtigen, von Moräne bedeckten Deltaschotter W von Omegna erfolgte wohl bereits beim *würmzeitlichen Eis-Vorstoß*. Beim weiteren Vorrücken wurden sie vom Eis überfahren. Randliche Abflußrinnen und Rundhöcker bekunden beidseits des Lago d'Orta die Tätigkeit der Schmelzwässer und des vorgefahrenen Eises.
In der *Würm-Eiszeit* drang bis nach dem Stadium von Sesto Calende wiederum Toce-Eis von Gravellona Strona-aufwärts gegen Omegna vor und vereinigte sich mit dem Strona-Gletscher, dessen Einzugsgebiet in der hintersten Valstrona, an der Cima di Capezzone und an der Montagna Ronda, auf über 2400 m emporreicht. In den Maximalständen lag die Eisoberfläche W von Omegna auf über 900 m (V. Novarese in E. Mattirolo et al., 1927k). Eine randliche Abflußrinne setzt N von Quarna Sopra auf 863 m ein und verläuft gegen SW, gegen Quarna Sotto, wo sie steil ins Fiumetta-Tal mündet,

so daß die Schmelzwässer offenbar unter das Eis aus den Quelltälern der Fiumetta verschwanden. Noch N und SW von Césara dürfte das Toce-/Strona-Eis auf über 800 m gestanden haben. Mit dem Ausbleiben weiterer Zuschüsse fiel dann die Eisoberfläche wiederum rasch ab, so daß das Zungenende S von Gozzano um 350 m Höhe lag. Dabei wurden die Rundhöcker der Isola S. Giulio und S von Corcónio noch überfahren.
Von der Gletscherstirn wurde eine Sanderflur geschüttet, die sich über Borgomanero nach S verfolgen läßt. In sie tieften sich Schmelzwässer sowie die Agogna ein (S. 507).
Von den höchsten noch verfirnten Bergen zwischen Lago d'Orta und der unteren Valle della Sesia, dem Monte Avigno (1136 m) und dem M. Briasco (1185 m), flossen Schmelzwässer gegen SW über Valdúggia zur Sesia.
Auch der Mottarone (1491 m) E von Omegna trug in der Würm-Eiszeit eine Firnkappe, die mit einer kleinen Gletscherzunge selbst gegen SW herabhing und im Maximalstand um 700 m, später um 800 m stirnte. Noch in der Würm-Eiszeit stand das Toce/Strona-Eis E von Armeno auf 550 m. Seitenmoränen drängten die Agogna, die von Gignese SW von Stresa randliche Schmelzwässer des Toce/Tessin-Gletschers gegen SW abführte, gegen S, Richtung Borgomanero, ab.
Im Stadium von Sesto Calende reichte das Strona-Eis NW von Omegna bis auf über 700 m. Da der Strona-Gletscher nach dem Zuschuß aus den Quelltälern der Fiumetta, vom Monte Croce (1643 m) keine weiteren Eiszuschüsse mehr erhielt, fiel die Gletscheroberfläche gegen das S-Ende des Lago d'Orta, wie mehrere Moränenwälle auf beiden Seiten des Sees belegen, steil ab. Diese dämmen den See gegen S mit Endmoränen ab, die 65–120 m über den Seespiegel aufragen und schon von H. Gerlach (1883) und C. F. Parona (1886) beschrieben und von Novarese (in E. Mattirolo et al., 1927k) kartographisch dargestellt worden sind (S. 507).
Selbst im Stadium von Ispra entsandte der Toce-Gletscher bei Gravellona einen Lappen ins unterste Strona-Tal, wie Moränenreste und Stauschuttmassen bei Arzo W und SW von Gravellona belegen. Zwischen der Stirn des nunmehr von Omegna auch gegen N abfließenden Strona-Gletschers, der zwischen Omegna und Gravellona endete, und dem Toce-Eis wurde ein Eissee aufgestaut.
Der weiterhin gegen S abfließende Arm des Strona-Gletschers füllte noch immer das Hauptbecken des Lago d'Orta und reichte bis Orta San Giulio, wo er im werdenden See kalbte. Moränen und Stauterrassen zeichnen sich auf der W-Seite um Nonio, auf der E-Seite um Agrano und Pettenasco ab.
Im nächsten Stand endete der Strona-Gletscher am Talausgang W von Omegna. Auch der *Fiumetta-Gletscher* war inzwischen zurückgeschmolzen; dabei hatten seine Schmelzwässer SW von Omegna zwischen Rundhöckern ein Delta in den Lago d'Orta geschüttet. Später stirnte der Strona-Gletscher bei Strona, dann um Forno, hernach unterhalb Piana di Forno, noch später auf gut 1400 m und – im ausgehenden Spätwürm – auf 1750 m. Letzte spätwürmzeitliche Stände scheinen sich unterhalb des Lago di Capezzone auf gut 1900 m abzuzeichnen. Sie verraten – infolge der extremen E-Exposition – eine klimatische Schneegrenze um 2300 m.

Der Toce-Gletscher und die Ossola-Täler im Spätwürm und im Holozän

Rückzugslagen, die auf den Stand von Ispra des noch vereinigten Toce/Tessin-Gletschers (S. 434) und auf einen Halt des selbständig gewordenen Toce-Gletschers bei Feriolo im

Mündungsbereich des Toce folgen, zeichnen sich in der Valle d'Ossola in den untersten Seitentälern und im Haupttal unterhalb von Ornavasso und bei Mergozzo ab. *Der Toce-Gletscher* dürfte zunächst noch im Ossola-Arm des sich bildenden Lago Maggiore gekalbt haben, aus dem der Mont'Orfano als Insel emporragte.
Ein nächster Halt ist bei Premosello–Anzola d'Ossola angedeutet. Infolge der steilen Talflanken sind jedoch Moränenreste nur bei den Mündungen der Seitentäler zu erkennen. Noch im Stadium von Villadossola stießen Arsa-, Inferno-, Arzola- und S. Carlo-Gletscher bis an die Talausgänge vor, was durch stirnnahe Seitenmoränenreste belegt wird. Im untersten Toce-Tal bildeten sich durch die Sanderkegel der Seitengletscher und die Schuttfächer ihrer Schmelzwässer mehrere Restseen, die nach und nach zugeschüttet wurden und verlandeten. Durch die ebenfalls bereits im Spätwürm als Sanderkegel angelegten Schuttfächer der Anza, der Ovesca, der Bogna und des Melezzo occidentale wurde der Toce jeweils ganz auf die gegenüberliegende Talseite abgedrängt und dahinter zu flachgründigen Seen aufgestaut und bei zurückgehendem Hochwasser von Kiesfluren zugeschüttet.
Im Mündungsbereich des Toce war der Lago di Mergozzo noch bis ins 9. Jahrhundert mit der Borromäischen Bucht des Lago Maggiore verbunden. Toce-aufwärts dürfte der See in der Römerzeit bis Ornavasso gereicht haben (S. 525). Bei Gravellona Toce wurde die spätere Aufschüttung zusätzlich durch die mündende Strona unterstützt. Doch bestanden bereits damals Landbrücken von Mergozzo zum Mont'Orfano und von Verbania-Pallanza zum Rundhöcker von S. Remigio.
Beim Bahnbau wurde WSW von Cuzzago in 4,2 m unter dem Toce-Bett, d. h. auf 196 m ü. M., ein Eichenstamm gefördert (Museo Storia Naturale in Domodossola), so daß der Toce dort seit dem Atlantikum (?), sicher seit der Bronzezeit um diesen Betrag aufgeschüttet hat.
Beim Unwetter von 1839 stand das Tal bei Mergozzo in seiner ganzen Breite bis zum Lago Maggiore unter Wasser (T. Bertamini, 1978). Gegenüber dem Stand vor 1862 (vgl. DK XXIII, 1862) hat der Toce in 100 Jahren (LK 285, ed. 1963) einen Deltaarm von 900 m in die Borromäische Bucht vorgetrieben. 1867 und 1885 sind Teile von Feriolo in ihren Fluten versunken.
Kenntnisse über Überflutungen reichen in den Ossola-Tälern bis ins ausgehende 8. Jahrhundert zurück. Bertamini (1975) nennt die Jahre 798, 1177, 1298, 1316, 1328, 1339, 1477, 1493, 1568, 1571, 1588, 1610, 1613, 1614, 1629, 1640, 1690, 1755, 1774, 1839, 1868, 1900, 1907. Doch diejenige von 1978 war die verheerendste (Bertamini, 1978; V. Anselmo, 1979).

N und E von Domodossola gibt sich die Vereinigung dreier Eisströme und die Diffluenz in die Valle Vigezzo in den Rundhöckern von Montecrestese, Avonso und um Trontano zu erkennen. Während der Diveria-Gletscher durch die Val Divedro noch bis gegen den Toce vordrang, blieben Toce- und Isorno-Gletscher zurück. Das Ende des Dévero/Toce-Gletschers dürfte zuerst bei Vegno, später bei Crodo auf rund 400 bzw. 500 m gelegen haben. Entsprechende Seitenmoränen steigen talwärts, bei Cravegna und W von Baceno, von 1050 m auf 1200 m an (G. B. Castiglioni, 1958). Eine zugehörige Mittelmoräne in der Talgabelung bei Baceno verrät eine Eishöhe um 1000 m, in einer späteren Staffel eine solche um 800 m. Die Stufe an der Konfluenz beträgt 200 bzw. 300 m. Bei Cróveo und bei Premia schnitten sich Schmelzwässer bereits beim Vorstoß mächtig ein. In der Forra di Balmafredda hinterließen sie eine subglaziäre, in Baceno-

Fig. 253 Die von markanten Klüften durchsetzte Gegend der Orridi – Schluchten – von Uriezzo SW von Premia in der Valle Antigorio mit Rundhöckern und subglaziär längs Klüften ausgeräumten Kolken. Maßstab 1 : 5000, Äquidistanz 5 m. Aus: G. B. Castiglioni, 1958.

Schiefer eingetiefte Trockenschlucht. Die subglaziäre Erosion wird durch Gletschermühlen und, bei Baceno und Uriezzo, durch Trockenschluchten belegt, die von ehemaligen Wasserfällen und Schmelzwässern erzeugt wurden (Castiglioni, 1958). Beim Zurückschmelzen des Eises sackte der W-Hang nach, so daß die Wälle und das Zungenbecken von Crodo viel von ihrer Form einbüßten.

In einem erneuten Vorstoß endete der Toce-Gletscher unterhalb von Fondovalle/Stafelwald, wo sich von der rechten Flanke eine Moräne loslöst und auf 1100 m ein Zungenende verrät. Vom P. Biela/Wandfluhhorn (2864 m) erhielt er einen letzten Zufluß.

Im ausgehenden Spätwürm schob sich der Toce-Gletscher, der sich aus dem Hohsand-Gletscher, nach S überfließendem Gries-Eis und durch die V. Toggia und vom Basódino gegen W abfallendem Eis bildete, nochmals über die Rundhöcker von Frütt/Frua di Sopra und die Steilwand des Tosa-Falles vor und endete in der V. Formazza, erst bei Grovella, dann im Becken von Canza/Früttwald.

Im letzten Spätwürm vereinigte sich der vom Ofenhorn (3235 m) und der aus dem Kar zwischen Hohsand- und Blinnenhorn (3384 m) gegen NE absteigende Hohsand-Gletscher mit dem über den Griespaß (2462 m) ins Griestal/Valle del Gries und ins Morasttal/Valle di Morasco abfließenden Gries-Eis und stürzte mit seiner Zunge zunächst noch über die Wand des Tosa-Falles.

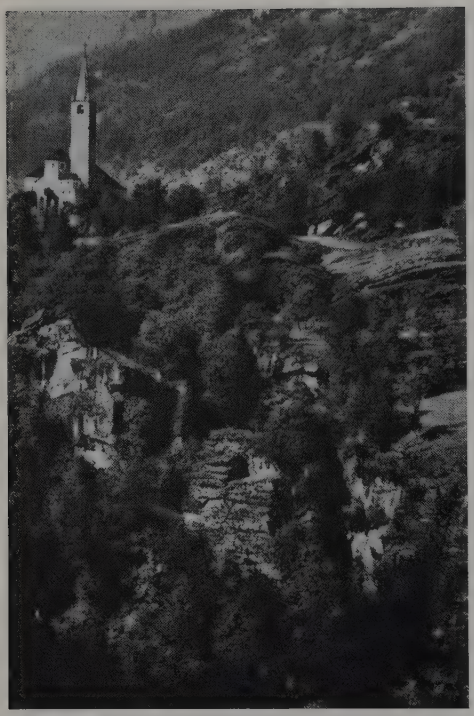


Fig. 254 S der auf einem Rundhöcker am Rande der Schlucht des Dévero erbauten Kirche von Baceno setzt die Vallaccia ein, ein längs Klüften eingetiefter subglaziärer Schmelzwasserlauf des Dévero-Gletschers.

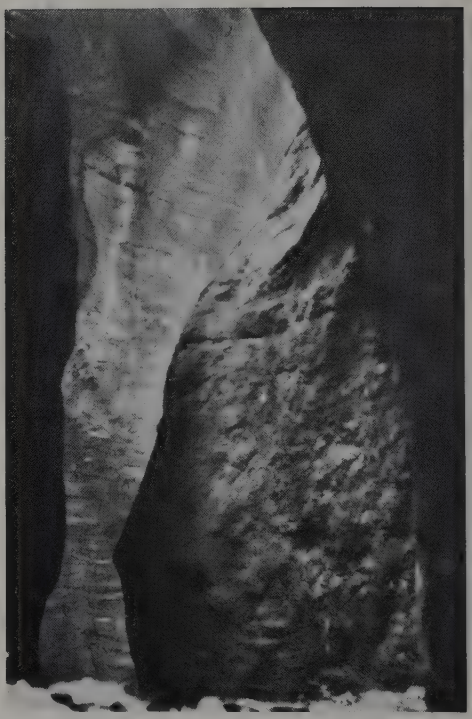


Fig. 255 Orrido di Uriezzo SW von Premia (Valle Antigorio), durch Schmelzwässer erfolgte Auskolkung.
Fig. 254 und 255 aus: G. B. Castiglioni, 1958.

Noch bis 1895 reichte der Hohsand-Gletscher bis an die Mauer des heutigen Staubekkens. Dann schmolz er zurück. Von 1925–1928 war er stationär; hernach wich er erneut kräftig zurück (Resegotti in L. Rainoldi, 1980).
Vom Grenzkamm Marchhorn–Kastelhorn und von der Helgenhorn–Corno Brunni-Gruppe abfließendes Eis erfüllte noch den Fischsee/Bacino del Toggia, den Lago Castel (A. Stella, 1913 k) und die Valrossa und endete auf der überschliffenen Alpe Toggia.
Das im ausgehenden Spätwürm vom Ofenhorn gegen E durch die *Val Vannino* – Lebendun-Tal – abgestiegene Eis stirnte mit demjenigen des Monte Minoia und des M. Giove (3009 m) oberhalb von Formazza-Valdo/Wald auf 1400 m. Moränen unterhalb Alpe alla Balma (Palma) bekunden einen Vorstoß bis 1700 m; auch der vom Monte Giove herabhängende Gletscher endete auf 1700 m.
Der *Vova-Gletscher* dürfte im Airolo-Stadium bis gegen 1200 m in die Valle Antigorio herabgereicht haben. Noch im letzten Spätwürm brach Eis über die Felswand unter der Hochfläche zwischen den Pizzi del Busin (2727 m) und der Pta. Clogstafel (2967 m) in den Kessel der Alpi di Vova ab.
Um 1850 wandte sich auch eine Zunge des Griesgletschers gegen das Quellgebiet des Toce. Nach 1930 war diese zurückgeschmolzen.
Ein äußerster Stand eines selbständigen *Dévero-Gletschers* reichte noch über die Stufe von Osso bis Cróveo, bis 800 m. Im nächsten spätwürmzeitlichen Vorstoß schoben

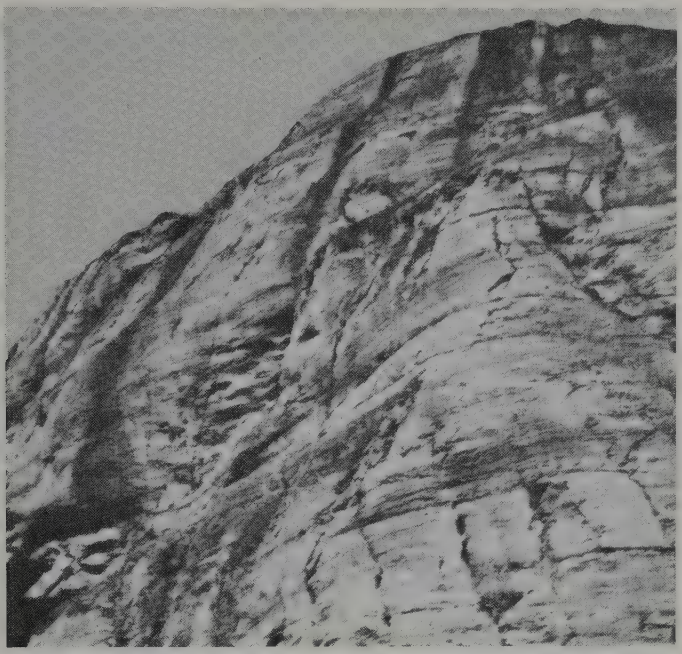


Fig. 256 Die W-Flanke der Balmafredda, eines subglaziären Toce-Laufes S von Premia in der Valle Antigorio. Die granatführenden Glimmerschiefer sind vom Toce-Eis am Sasso di Premia rundgeschliffen und poliert worden.
Aus: G. B. Castiglioni, 1958.

sich Eiszungen vom Lago di Dévero über die Rundhöcker SW des Sees. Die Hauptzunge stirnte bei Goglio auf gut 1100 m. In einem späteren Stand wurde auf Alpe Dévero eine Schotterflur von zwei von W und N vorstoßenden Gletschern geschüttet. Das Zungenbecken des vom Grenzkamm gegen S absteigenden Gletschers wurde von Bergsturztrümmern überschüttet.

Dann lösten sich die Eismassen des Dévero-Gletschers in einzelne Zungen auf, von denen der Valdeserta- und der Arbola-Gletscher im letzten Spätwürm nochmals beinahe das Becken des aufgestauten Lago di Dévero erreicht hatten, während das Eis von den Kämmen Monte Minoia (2800 m) – Pizzo Pojala (2773 m) und Pta. della Valle (2667 m) – M. Gorbernas (2578 m) von den Hochflächen in einzelnen Zungen in die tektonisch vorgezeichneten Täler herabhing. Dabei haben sich längs Brüchen modellartig ausgebildete subglaziäre und subaerische Schmelzwasserrinnen ausgebildet.

Jüngste Moränen verraten S des Ofenhorn/Pta. d'Arbola (3235 m) letzte bedeutendere Vorstöße des Arbola-Gletschers bis auf 2100 m und bis auf 2200 m herab. Frührezente Klima-Rückschläge ließen ihn noch bis unter 2400 m vorstoßen. 1968 (LK 1270) endete er über dem Absturz auf 2800 m.

Im letzten Spätwürm hing aus dem Talschluß der *Val Buscagna* eine Eiszunge bis unter 2200 m, von den Pizzi di Boccareccio bis auf die Alpe Buscagna herab. Noch um 1850 teilte sich das Eis der Helsenhorn–Boccareccio-Kette auf der Wasserscheide des Chriegalp-Passes in zwei Lappen; der gegen NW ins Wallis abfließende stirnte um 2400 m, der gegen E in die italienische Val Buscagna herabhängende erfüllte noch die Felskerben bis auf 2200 m. 1968 (LK 1290) reichte Eis von den Pizzi di Boccareccio bis 2500 m herab.

Ebenso stieß auch der *Isorno-Gletscher* im mittleren Spätwürm nochmals bis in die Talebene N von Domodossola vor. Moränen finden sich S von Altoggio und beidseits des Talausganges bei Pontetto.

Fig. 257 Der heute im Sabbione-Stausee (2466 m) kalbende Hohsand-Gletscher/Ghiacciaio del Sabbione mit Ofenhorn/Punta d'Arbola (3235 m) und dem Hohsandjoch (2901 m). Photo: Pessina, Domodossola.

Fig. 258 Das Becken von Riale in der obersten Valle Formazza mit seinen Rundhöckern. Dahinter die stirnnahen Moränen vor dem Speicherbecken von Morasco. Im Hintergrund das hochgelegene Becken von Hohsand mit – von links nach rechts – Hohsandhorn (3182 m), Blinnenhorn (3374 m) und Bettelmatthorn (3044 m). Photo: Pessina, Domodossola.

Fig. 259 Bettelmatt (2112 m) gegen den Griespaß (2479 m), über den der Gries-Gletscher ins oberste Pomattertal/Valle Formazza überfloß und dem Toce-Gletscher einen Zuschuß aus dem Oberwallis lieferte.
Photo: S. GANDOLA, Domodossola.

In der Valle dell'Isorno zeichnen sich jüngere Moränenstaffeln bei Piedelpiaggio und auf Agarina ab. In einem nächstjüngeren Vorstoß reichten die Eiszungen aus den Quelltälern, aus der V. Nocca, vom Lago di Larecchio und aus der V. Agarina, bis 1600 m herab. Letzte Spätwürm-Stände liegen vor den Karböden um 2000 m.

Der Diveria-Gletscher, ein Zufluß aus dem Simplon-Gebiet

Rundhöcker auf der Furggu, dem Übergang von Zwischbergen nach Simplon-Dorf, belegen eine würmzeitliche Eishöhe des Diveria-Gletschers an der Schweizergrenze von über 1900 m. Aufgrund der höchsten Überprägungen zwischen der Valle Antigorio und der V. Divedro dürfte das Eis N des Passo Buca del Lupo auf 1650 m gestanden haben. Ein spätwürmzeitlicher Stand wird am Talausgang N von Domodossola durch Moränen und Rundhöcker belegt. Bei Varzo dokumentieren steil aus dem Tal der Cairasca abfallende Moränen eine Eiszunge vom Monte Leone (3553 m), die den Diveria-Gletscher noch erreichte und mit ihm auf gut 500 m stirnte. Interne Staffeln steigen zur Talmündung ab. Der Diveria-Gletscher dürfte unterhalb von Iselle geendet haben. Dort geben sich N und SW des Dorfes stirnnahe Moränen zu erkennen.
Auch von der Hochfläche P. Diei (2906 m)–M. Cistella (2880 m) stieg noch eine Zunge bis gegen Varzo ab.
Jüngere Stände geben sich im Cairasca-Tal um 1050 m und hinter Nembro um 1350 m zu erkennen.
Auf der NE-Seite des Monte Leone (3554 m) vereinigten sich noch im letzten Spätwürm die Gletscher von der N- und der E-Seite des M. Leone und von der Hillehorn-Kette auf Alpe Veglia um 1700 m.

Der gegen SW exponierte *Frua-Gletscher* aus dem Helsenhorn-Gebiet hinterließ markante Seitenmoränen auf dem Pian Sass Mor um 2080 m, endete um 1950 m und schüttete den Sander des Pian dei Scri.
Zur Zeit der frührezenten Vorstöße reichten *Ghiacciaio del Leone* und *G. d'Aurora* bis 2340 m und 2230 m herab.
Dabei vermochten sich zunächst *Diveria-* und *Zwischbergen-Gletscher* noch zu vereinigen, später wurden die beiden selbständig; der Diveria-Gletscher endete bei Gondo. Dann stieß das Simplon-Eis nochmals bis fast an den Eingang der Gondo-Schlucht vor. H.-N. Müller (1982) vergleicht das Gondo-Stadium aufgrund der Schneegrenz-Depression von 660 m gegenüber 1850 mit dem Gschnitz-Stadium.
Im Zwischbergental finden sich durch stirnnahe Moränen bekundete Eisrandlagen oberhalb der Stufenmündung auf 1020 m. Ein nächstjüngerer Stand zeichnet sich im Zwischbergental beim Dorf selbst ab, wo eine Schutt-Terrasse aufgestaut wurde. Die Moränen oberhalb von Fah auf gut 1700 m dürften letzte spätwürmzeitliche Endlagen darstellen. Das Zwischbergen-Stadium mit einer Depression von rund 500 m betrachtet Müller als zwischen Gschnitz- und Daun-Maximalstand gelegener Vorstoß, als Clavadel-Äquivalent (S. 166).
Prähistorische Stände zeichnen sich auf Gmeinalp auf 1850 m ab; ein jüngerer liegt am Schluchteingang auf 2000 m. Um 1850 (DK XXIII, 1862) endete der Zwischbergen-Gletscher auf 2300 m, 1967 auf 2640 m.
Im ausgehenden Spätwürm reichte das Simplon-Eis noch bis über Gondo/Ruden. Dabei trafen Sirwolte-, Homattu-, Bodmer- und Roßbode-Gletscher nochmals zusammen; bei Gabi nahmen sie den Laggin-Gletscher auf, der eine stirnnahe Seitenmoräne und einen Zuschuß vom Guggilihorn (2351 m) erkennen läßt. Ufermoränen bekunden oberhalb der Einmündung des Laggintales eine Eishöhe von knapp 1400 m, die steil auf 1250 m abfällt.
Der *Laggin-Gletscher* endete unterhalb von Laggin, um 1400 m, im letzten Spätwürm beim Alten Stafel, um 1550 m, wo er zunächst noch den Gletscher vom Balmahorn (2870 m) aufnahm. Im letzten Spätwürm blieb dieser selbständig und stirnte auf Alpa, auf knapp 2000 m.
Auf der S-Seite des M. Leone hing der *Alpjer-Gletscher* noch im letzten Spätwürm bis auf Alpje, bis unterhalb 1600 m herab (P. Bearth, 1972k). Frührezente Seitenmoränen verraten ein Zungenende um 2400 m. Bis 1967 (LK 1309) war dieses bis auf 2720 m zurückgeschmolzen.
Auf der N-Seite des Grenzkammes von der P. d'Andolla zur Cima del Rosso stiegen Hängegletscher ins Zwischbergental ab, von denen die westlichen noch den Zwischbergen Gletscher erreichten, während die östlichen um 2200 m stirnten.
Im ausgehenden Spätwürm lag auch das Seengebiet von Tschawina weitgehend unter Eis. Später hingen Eiszungen gegen den Tschawiner See herab.
Im letzten Spätwürm stießen *Roßbode-* und *Bodmer-Gletscher* vom Fletschhorn (3993 m) in mehreren Staffeln noch bis Simplon-Dorf vor. Ein späterer Stand der sich noch vereinigenden Grießernu- und Roßbode-Gletscher, wiederum mit mehreren Rückzugswällen, zeichnet sich bei Egga oberhalb von Simplon-Dorf beidseits von Chrumm- und Senggibach ab. Dadurch wurde der Schutt des Chrummbach zur Waldmatte aufgestaut.
Beim Roßbode-Gletscher konnte H.-N. Müller (1975a) neben den spätwürmzeitlichen Ständen von Simplon-Bodme (=Simplon-Gstein), Simplon-Dorf und Egga (=Dorf-

Fig. 260 Frontnahe rechtsseitige Moränenstaffeln des Roßbode-Gletschers, der im letzten Spätwürm noch vom Fletschhorn bis Simplon-Dorf reichte.

Fig. 261 Angeschnittene Innenwand der linken Seitenmoräne der Gäli Egga des Roßbode-Gletschers W von Simplon-Dorf.
Aus: H.-N. Müller, 1975.

stutz) auf Chatzustafel einen Stand des jüngeren Holozän und auf Roßbodestafel die frührezenten Vorstöße ermitteln, so diejenigen von 1600, 1793, 1821, 1844, die Hoch-

stände zwischen 1844 und 1886, 1894/96, 1902, 1925. 1967 lag das Zungenende auf 2150 m; bis 1974 stieß es wieder bis 2020 m vor.
Um 2400 v. h. konnte Müller eine Wärmephase mit einem Baumwuchs – Lärche und Fichte – bis auf 2100 m und einer Kultivierung mit Brandrodungen nachweisen, die mit einem Gletschervorstoß, der Göscheneralp-Kaltphase II Zollers, ihren Abschluß fand. Zungenabbrüche ereigneten sich beim Homattu-Gletscher 1597, 1740, 1792 und 1843. 1901 brachen Felsmassen der Fletschhorn-N-Flanke aufs Eis nieder und überschütteten das holozäne Zungenbecken (P. Bearth, 1972k). 1905 brach das Blau Seewji am Bodmer-Gletscher aus.
Den Ständen von Simplon-Dorf und Egga entsprechende Wälle liegen beim Sirwolte-Gletscher vom Böshorn (3268 m) auf Chlusmatte-Nideralp um 1800 m. Die Rundhöcker beim Engiloch dürften durch gegenseitigen Stau von Grießernu-, Roßbode- und Sirwolte-Gletscher geformt worden sein. Durch die Schuttfächer von Bistine wurde in der von Rundhöckern umgebenen Ebene des Alten Spittel ein flachgründiger, heute weitgehend verlandeter See aufgestaut.
Noch im ausgehenden Spätwürm reichte der Gletscher vom Hübschhorn (3187 m) beidseits über den Simplonpaß, was sich mit dem ^{14}C-Datum vom Hobschusee deckt (M. Küttel, 1979; M. Welten, 1966 in H. Oeschger & T. Riesen, 1966; 1982). Bei jüngeren Vorstößen endete er zwischen 2080 m und 2200 m (Müller, 1975a, in M. Küttel & Müller, 1977). Damit ist der Simplonpaß im ausgehenden Spätwürm bereits eisfrei geworden, was Küttel durch allerödzeitliche Sedimente auf dem Paß und im Gampisch bestätigen konnte.
Auch der von Hübschhorn und Breithorn (3401 m) gegen SE absteigende Homattu-Gletscher stirnte unter 1800 m, später mit mehreren Staffeln zwischen 2100 und 2200 m.

Zur Vegetationsentwicklung im Simplon-Gebiet

In Pollenprofilen des Simplon-Gebietes konnte M. Küttel (in H.-N. Müller & Küttel, 1977, 1979) im Gampisch (1885 m), auf dem Simplonpaß (1995 m) und am Hobschusee (2017 m) bis ins ausgehende Spätwürm vorstoßen und die Vegetationsgeschichte bis tief ins Holozän aufdecken. Das Spätwürm ist zunächst durch reichlich *Artemisia*, *Ephedra*, Chenopodiaceen, Rubiaceen, Caryophyllaceen und röhrenblütige Compositen, durch *Juniperus*, *Hippophaë* und *Salix* belegt. Aufgrund des hohen Anteils an Nichtbaumpollen muß die Vegetation des Paßgebietes offen gewesen sein. Dann ist vom zentralen Wallis und von den Ossola-Tälern *Pinus* eingewandert und hat sich ausgebreitet. In tieferen Lagen haben sich am Simplon *Artemisia-Juniperus-Ephedra*-Gesellschaften, noch tiefer *Betula* und *Hippophaë* an der Vegetation beteiligt. Danach tritt *Salix* vermehrt auf.
M. Welten (1982) unterscheidet in seinem 4,9 m langen Profil von Simplon-Hobschusee nach einer prä-allerödzeitlichen Pionierphase mit alpinen Rasen in der Jüngeren Dryaszeit eine weitere; von 10000–9800 v. h. eine initiale Waldgrenz-Phase, danach einen lichten Waldgrenz-Vorwald, von 7800–6300 v. h. einen alpinen Paßwald mit Arven, Lärchen und Birken, dann einen solchen mit Arven und Alpenrosen, von 4100–1000 v. h. ein Grünerlen-Busch mit *Picea* und, vom Mittelalter bis heute, eine baumlose Zwergstrauch-Heide mit *Picea* und kleinen Sümpfen zwischen den Rundhöckern.
Mit einer entscheidenden Klima-Besserung begann in den Tieflagen der Alpen-S-Seite die Einwanderung der Eichenmischwald-Arten und der Weißtanne. Der Föhrenwald

hat sich geschlossen, so daß lichtliebende Sträucher wie *Ephedra* stark zurückgingen. *Juniperus* – durch Spaltöffnungen belegt – ist bis auf den Paß vorgedrungen. Ebenso sind Weiden beteiligt gewesen.
In der Jüngeren Dryaszeit haben sich die Föhrenwälder der tieferen Lagen wieder gelichtet. Unterhalb des Passes haben sich *Pinus-Ephedra-Juniperus-Artemisia*-Gesellschaften, im Paßbereich erneut wieder Pionier-Assoziationen entfaltet.
Beim folgenden Wechsel in der Vegetation hat im Hobschusee der organische Anteil im Sediment sprunghaft zugenommen. *Ephedra* ist verschwunden und *Pinus* hat sein Maximum erreicht. Die offenen *Pinus-Juniperus-Artemisia-Ephedra*-Gesellschaften tiefer unten sind von geschlossenen Föhrenwäldern abgelöst worden. Im Paßgebiet hat eine *Juniperus*-reiche Vegetation mit Ericaceen die Rubiaceen-, Caryophyllaceen- und Chenopodiaceen-Gesellschaften verdrängt. Zugleich sind *Larix* und *Pinus* eingewandert. Mit dem Anstieg der Waldgrenze ist das Paßgebiet bewaldet geblieben. In tieferen Lagen haben sich Eichenmischwald mit wenig *Corylus* ausgebreitet. Zugleich ist im Älteren Atlantikum mit einem ^{14}C-Datum von 7640 ± 200 Jahren v. h. *Abies* eingewandert. Im Paßbereich hat ein *Pinus-Larix*-Wald mit reichlich Arve Fuß gefaßt. Unter den Hochstauden tritt *Lilium martagon* – Türkenbund – vermehrt auf.
Im Jüngeren Atlantikum haben sich um den Simplon Grünerlen eingestellt. In tieferen Lagen geht *Corylus* zurück; *Picea* und *Fagus* stoßen vor. Im Subboreal hat sich die Grünerle mächtig ausgebreitet; sie hat wohl Standorte der Legföhre, die zahlenmäßig zurückfällt, eingenommen.

Ovesca- und Bogna-Gletscher

Ein erstes Stadium eines selbständigen *Ovesca-Gletschers* zeichnet sich in der Valle d'Antrona hinter Villadossola ab. Von Sasso steigt eine Moräne über Cresti gegen die Mündungsschlucht der Ovesca ab; N davon endete der Brevettola-Gletscher.
In der N anschließenden Valle di Bognanco reichte der *Bogna-Gletscher* bis zum Talausgang. Bei Mocogna geht ein absteigender Wall in den Sanderkegel von Domodossola über.
In der *Valle d'Antrona* sind entsprechende Endlagen – aufgrund stirnnaher Seitenmoränen bei Locasca und Rovesca – um 700 m und um 750 m angedeutet. Seitengletscher stießen vom P. Ciapè (2394 m) und vom P. del Ton (2675 m) nochmals bis fast in die Talsohle, gegen 700 m vor.
Ein nächstes Stadium zeichnet sich in Wällen ab, die bis 950 m absteigen. Sie bekunden einen selbständig gewordenen *Loranco-* und *Troncone-Gletscher;* vor ihrer Stirn wurde die Schotterflur von Antronapiana geschüttet (A. Stella in V. Novarese & Stella, 1913 K, 1959 K). Das Zungenbecken des Troncone-Gletschers mit dem früheren Antronapiana wurde 1642 durch einen Bergsturz, der von der SE-Flanke des Cime di Pozzuoli auf ältere Schuttmassen niederbrach, weitgehend überschüttet und der Torrente Troncone zum Lago di Antrona aufgestaut (H. Gerlach, 1883; P. Bearth, 1954 K, 1957; Fig. 261).
Endmoränen eines späteren Wiedervorstoßes des Loranco-Gletschers umgürten den Stausee der Alpe dei Cavalli in 1500 m. Beim Troncone-Gletscher liegen gleichaltrige Stirnmoränen am S-Ende des Bacino di Camplicciolì auf rund 1400 m.
Im Talschluß der Valle d'Antrona verraten Moränen auf Alpe Lombraoro di sopra ein Zungenende auf 1750 m; ein jüngerer Stand zeichnet sich bei NE-Exposition auf 2100 m, bei E-Exposition auf A. Laugera auf 2300 m ab.

Fig. 262 Talschluß der Valle d'Antrona mit dem vom Bergsturz von 1642 gestauten Lago di Antrona mit Antronapiana (unten links). Im Hintergrund die Creste delle Lonze; dahinter der Monte Rosa mit Signalkuppe, dem Firnsattel des Colle Gnifetti, Zumsteinspitze, Dufourspitze; davor Pta. della Rossa und Latelhorn.

Im hintersten Loranco-Tal gibt sich ein jüngerer Gletscherstand vor der Alpe Camasco auf 1840 m zu erkennen. Frührezente Vorstöße des Ghiacciaio del Bottarello reichten bis auf 2200 m herab. 1967 (LK 1329) endete er um 2530 m.
Wie beim Ovesca-Gletscher, so stellen sich auch beim *Bogna-Gletscher* tiefste Moränen bereits am Talausgang ein (A. Stella in V. Novarese & Stella, 1913 K), so daß der Schuttfächer von Domodossola in seiner Anlage gar als Sanderkegel zu deuten ist.
Auch in der Valle di Bognanco sind die einzelnen Spätwürm-Endlagen durch stirnnahe Moränen um 500 m, um 900 m, um 1100 m, um 1400 m und um 1600 m belegt. Höchste Endlagen gibt Bearth (1954 K) auf 2270 m und auf 2300 m an.

Der Anza-Gletscher

Ein markanter Vorstoß des Anza-Gletschers zeichnet sich unterhalb der von S mündenden Val Segnara ab, wo sich – neben den Rundhöckern bei Boretta und Vigino – tiefe Seitenmoränen einstellen. Das Ende dürfte bei Castiglione gelegen haben.

Fig. 263 Blick von der Dufourspitze gegen E ins Anzasca-Tal bis zur Mündung ins Ossola-Tal. Im Anzasca-Tal die linke Seitenmoräne des Ghiacciaio del Belvedere, talaus Macugnaga (unterhalb der Bildmitte) und Borca (rechts), beide noch im letztspätwürmzeitlichen Zungenbecken des Anza-Gletschers. Oberhalb von Macugnaga der Monte Moro-Paß und das Joderhorn, dahinter die Punta Laugera.
Photo: M. Funk, Geographisches Institut ETH.

Gewaltige Stauschuttmassen stellen sich an der Mündung des Olócchia-Tales ein. Sie bauen die Terrassen von Parcineto (779 m) und die schräg gegen das Anzasca-Tal einfallenden Schotterfluren von Bánnio (669 m) und Anzino (690 m) auf. Sie wurden durch eine talabwärts reichende Staffel des Anza-Gletschers aufgestaut. Dafür spricht der Sporn von Barzona, durch den die Mündung des Val Bianca-Eises gegen E abgedrängt wurde. Dieser Stand gibt sich auch im Olócchia-Tal selbst – um Soi, bei Piana und bei Parcineto – durch Stauschuttmassen und seitliche Moränen zu erkennen. Moränen an den Mündungen der von S zufließenden Quelläste verraten einen jüngeren Stand. In einem letzten war noch das Becken des Lago di Baranca von Eis erfüllt, wobei die Schmelzwässer nur zum Teil zur Olócchia, zum Hauptteil bereits nach SE, ins Tal des Mastallone, eines Zuflusses der Sesia, abflossen (S. 531).
In der Val Bianca N von S. Carlo–Anzino stieg im Airolo-Stadium ein durch eine Seitenmoräne markierter Gletscher bis gegen 1400 m ab. In einem jüngeren Stadium – wohl im All'Acqua-Stadium des ausgehenden Spätwürm – erfüllte das vom Pizzo S. Martino (2733 m) gegen E abfließende Eis noch das Becken der Alpe Lavazzero (1900 m). Weiter talaufwärts, von Vanzone bis Croppo, treten Rundhöcker in den Mündungsbereichen zwischen den nördlichen Zuflüssen und dem Anza-Gletscher auf.
Ein nächster Vorstoß zeichnet sich bei Ceppo Morelli (750 m) ab. Das ehemalige Zungenbecken wird heute von einem Stausee eingenommen. Beidseits eines Rundhöckers stellen sich Moränen ein.

Von Morghen verläuft ein alter Anza-Lauf S des rundhöckerartig überprägten Riegels, der den SE-Ausläufer zwischen Anzasca- und Mondelli-Tal bildet. Dieser wurde durch Lawinen-Schuttkegel von der S-Flanke ständig verschüttet, so daß sich die vom Anza-Gletscher und seinen Schmelzwässern vorgezeichnete Rinne gegen die Mündung des Rio Mondelli zunehmend vertiefte. Damit wurde der alte Lauf aufgelassen; er dürfte noch Schmelzwässer abgeführt haben, als der Anza-Gletscher gegen die Mündung des R. Mondelli vorstieß. Bei Morghen ließ der Anza-Gletscher einen Wallrest auf dem Sporn und auf der E-Seite der Mündungsschlucht Erratiker zurück.
Moräne mit Erratikern, die talwärts in einen Terrassenkörper mit riesigen Blöcken übergeht, läßt einen späteren Vorstoß bis Borca, bis unterhalb 1200 m, annehmen. Noch bei Pestarena (1035 m) liegen blockreiche Schotter, die im gefällsärmeren, von Rundhöckern geprägten Talabschnitt zur Ablagerung gelangten und in zwei Phasen wieder zerschnitten wurden.
Als letzte Spätwürm-Terrasse ist wohl diejenige von Motta (1285 m) S von Borca zu deuten. Zugehörige Moränenreste liegen um Fornalei und deuten in der V. Anzasca auf Zungenenden zwischen knapp 1100 m und 1150 m hin.
Im Talschluß der bei Borca mündenden Valle Quarazza liegen letzte Spätwürm-Moränen auf La Piana; sie belegen ein Gletscherende auf 1520 m. Dort setzt ein flacher, durch seitliche Schuttfächer und eine Mündungsstufe gestauter Talboden ein.
Auch in den E anschließenden Talschlüssen von Moriana und S von Ceppo Morelli stiegen Gletscher zunächst bis unter 1100 m, später bis 1400 m und im letzten Spätwürm noch bis 1900 m ab.
Ein frühholozäner Vorstoß wird in Macugnaga auf 1300 m durch zahlreiche auf den vorstoßenden Gletscher niedergebrochene Blöcke bekundet. Das Zungenbecken ist von Schuttmassen des vom Grenzkamm gegen das Saastal abfallenden Tann-Gletscher angefüllt worden.
Mächtige Ufermoränen umsäumen E des Monte Rosa den Macugnaga-Gletscher, den Ghiacciaio del Belvedere. Nach H. Kinzl (1932) lassen sich drei Systeme unterscheiden: ein frischer innerer Wall, eine von Lärchen bestandene Moräne, die im 19. Jahrhundert gebildet wurde, und eine große, in mehrere Wälle aufgelöste Moräne mit hochstämmigen Lärchen, die bogenförmig das bereits von L. Amoretti um 1780 beobachtete Zungenbecken umschließt. Um 1850 endete der Gh. del Belvedere um 1550 m, 1967 (LK 1349) um 1790 m.

Zur Ur- und Frühgeschichte der Ossola-Täler und des Einzugsgebietes der Strona

In der Val Strona reicht die älteste, durch eine reiche Fauna belegte Kultur (C. Maviglia 1952; S. Venzo, 1954) aus den Höhlen der Cava di Marmo, Sambughetto, bis ins alpine Moustérien, bis ins mittlere Paläolithikum zurück (S. 308).
In vorrömischer Zeit waren die Ossola-Täler wie das Gebiet am Lago Maggiore, am L. d'Orta und die östlichen Teile des Wallis von Lepontiern besiedelt. In der Valle Anzasca lebten Nantuates oder Antuates. Die beiden Stämme dürften bereits seit dem Neolithikum – zunächst ohne allzugroße Beeinflussung durch die benachbarten Remedello- und Polada-Kulturen in der Kupfer- und Bronzezeit – die südwestlichen Voralpen besiedelt haben. Reste aus dem ausgehenden Neolithikum sind jüngst bei Mergozzo entdeckt worden (A. de Giuli, 1980a, b).

Kupferzeitliche Silex-Pfeilspitzen kamen in Mergozzo zum Vorschein (DE GIULI, 1980). Ein Bronzedolch wurde auf Alpe Dévero gefunden (C. ALBERTINI & DE GIULI, 1975 b). Die Lepontier bauten ihre Hauptstadt im Tal des Athoson – Toce – am Treffpunkt der Übergänge durch die Valle Vigezzo und das Centovalli nach Locarno und über Fínero und durch die Valle Cannobina nach Cannobio am Lago Maggiore und zugleich an den Ausgangspunkt wichtiger Alpenpässe: Monte Moro, Monscera, Feerberg–Simplon, Albrun, Gries und S. Giacomo. Sie kannten das Gold-Vorkommen von Gondo im Divedrotal, das auch in der Römerzeit weiter abgebaut wurde. Auch die Besiedlung der Valle Antigorio und ihrer Seitentäler erfolgte bereits durch Lepontier. Die Steilstufe von Goglio und jene zwischen Unterwald/Foppiano und Stafelwald/Fondovalle, die von waldbestockten Bergsturztrümmern und Moränengut gebildet werden, wirkten als Siedlungsbarrieren, so daß die Quelläste des Dévero und des Toce sowie die versumpften Ebenen um Béura (von dt. Beuren, bei den Gebäuden) unterhalb von Domodossola und am Ausgang des Rio S. Carlo, eines verheerenden Wildbaches bei der damaligen Toce-Mündung, Ornavasso, siedlungsleer blieben (S. 512).

Aus der Eisenzeit ist die Golasecca-Kultur belegt; später drangen Kelten in die Täler ein. In Montecrestese und in Crodo wurden Gräber mit Golasecca-Keramik entdeckt (ALBERTINI & DE GIULI, 1975 a; T. BERTAMINI, 1975).

Im Jahre 12 v. Chr. kam Ossola Leponticorum unter römische Verwaltung. Römische Reste stammen vorab aus Gräbern: von Masera und Montecrestese, von Curro in der oberen Val Cannobina, von Mergozzo und besonders von Ornavasso. Römische Gräber sind in jüngster Zeit auch in den oberen Ossola-Tälern in Domodossola, Crodo, Cravegna, Premia und Baceno freigelegt worden (BERTAMINI, 1972, 1975 a, b, 1980; G. BAZETTA, 1893; E. BIANCHETTI, 1895; J. GRAUE, 1974; BERTAMINI, 1975, 1979, 1980; DE GIULI & P. CARAMELLA, 1979; CARAMELLA & DE GIULI, 1981),sowie von Omegna am Lago d'Orta, dem Cusio der Römer. In Vogogna wurde ein Stein mit römischer Inschrift aus dem ausgehenden 2. Jahrhundert entdeckt, und in der Hauptstadt, in Oxilla, wo der Marktplatz, ein Tor aus dem 4. Jahrhundert sowie romanische und gotische Bogen noch weitgehend erhalten sind, wurden auch Münzen gefunden. Ebenso sind aus dem unteren Ossola-Tal jüngst Münzen bekannt geworden (DE GIULI, 1975). Bei Gravellona Toce hatten die Römer eine Burg gebaut (G. DONNA, D'OLDENICO, 1972). In der unteren Val Strona sind in S. Anna (Casale Corte Cerro) römische Gräber freigelegt worden (ALBERTINI & DE GIULI, 1973).

Bereits während und nach dem Zerfall des römischen Reiches litten Stadt und Land unter den Einfällen der Kimbern – ob sie wohl 112 v. Chr. am Ausgang der Diveria-Schlucht, am Athoson, geschlagen wurden? – dann unter denen der Goten und der Langobarden. Diese wurden von den Franken besiegt. Später wurden diese von den Grafen von Novara abgelöst.

Die Christianisierung erfolgte lokal bereits recht früh. So soll die älteste Kirche auf der Insel S. Giulio im Lago d'Orta 397 gegründet worden sein, jene von Armeno und Gozzano im 12. Jahrhundert. In Villadossola reicht die Krypta von Sta. Maria Assunta bis ins 8., die romanische Kirche zu S. Bartolomeo bis ins 10. Jahrhundert zurück. Das Kirchlein auf dem Rundhöcker von Calice S von Domodossola wird ins 9. Jahrhundert gestellt. Um 840 wurde auch in der Stadt eine Kirche, gar ein Domus, erbaut, so daß Oxilla 908 erstmals Domodossola genannt wird.

Die Valle Anzasca wird als Valenzasca bereits 918, Villa de Anzasca, wohl das an der Mündung gelegene Piedimulera, 999 erstmals erwähnt.

Von Pontegrande führten alte Paßwege über Bánnio Olócchia-aufwärts in die Quelläste des Mastallone (S. 535).
Im Talschluß, in Macugnaga, bestand schon seit 1317 eine Pfarrei (I. D. Rossi, 1928). Um 1000 war der Talschluß der V. d'Antrona besiedelt; von Borca drangen die Walser über den Colle del Turlo nach Alagna in die oberste Valle della Sésia ein (S. 535).
In Ardignaga ist ein mittelalterlicher Turm erhalten. Montecrestese wird 1014, Pontemaglia und Béura werden im 13. Jahrhundert erstmals erwähnt. In Baceno reicht eine erste Kirche bis 1133, in Premia bis 1250 und in Crodo bis 1290 zurück. Die Kapelle der Frigna auf Alpe Veglia in der obersten Valle Divedro birgt Fresken aus dem 15. Jahrhundert; 1535 wurde auch in Bognanco eine Kirche geweiht.
Mindestens seit dem 13. Jahrhundert werden in der Valle d'Antrona außer Gold auch Eisenerze abgebaut, was für deren Verhüttung in Villadossola zu einem bedeutenden Holzbedarf führte. Zu dessen Deckung wurden die Wälder der Ossola-Täler übernutzt. Dies führte bei Unwettern oft zu verheerenden Überflutungen (T. Bertamini, 1961, 1975, 1978; S. 512; V. Anselmo, 1979).

Zur Geschichte des Simplonpasses

Wegmarken auf der N-Seite des Simplon belegen, daß dieser Übergang mindestens schon zur Bronzezeit begangen war (H. Liniger, 1969). Dabei suchten die alten Wege von Domodossola über den Passo di Monscera (2103 m)–Zwischbergen–Furggu (1872 m) die Schluchtabschnitte am Talausgang zwischen Gondo und Gstein und die Saltina-Schlucht zu umgehen.
Später, an der Wende zum 3. Jahrhundert, legten die Römer einen neuen Paßweg an. Dieser führte von Varzo in der Val Divedro über die Bergflanke von Trasquera über die Alp Vallescia nach Alpjerung, wo noch alte Mauerreste stehen. Dann stieg er hinab nach Alpje, wieder steil hinan auf Alpjerweng und auf schmalen Bändern über Alpjerbidi–Chastelberg–Howeng zur Nideralp SE des Passes. Dieser Weg war beschwerlich wie die alte Drei-Pässe-Route, so daß er nicht allzu stark begangen worden sein dürfte.
Im 11. Jahrhundert wurde der alte Römerweg durch gangbarere Neuanlagen zum Pilger- und im 13. Jahrhundert auch zum Handelsweg. Damals erfolgte auch eine Walser Auswanderung über den Simplon, wobei wohl die ennetbirgischen Siedlungen Simpeln/Simplon-Dorf, Zwischbergen und Ruden/Gondo gegründet worden sind (W. Menzi, 1950). Toce-abwärts zog eine Gruppe aus Naters gar bis Urnavas/Ornavasso und gründete dort eine Kolonie, was sich in Flurnamen – Madonna del Boden, Alpe Frasmatta, A. Faramboda, A. Hobol (Hohbüel) – der dort mündenden Valle S. Carlo abzeichnet (P. Zinsli, 1970).
Im Rhonetal wurde nach einer alten Chronik in Glis bereits 615 eine Kirche gestiftet. Brig wird 1215 als bischöfliche Stadtgründung erwähnt; 1235 wurde auf dem Paß ein Spittel erbaut. Simplon-Dorf hat sich in der ersten Hälfte des 13. Jahrhunderts von Naters getrennt, das spätestens seit dem 11. bestand. In Gondo wurde erst 1495 eine Pfarrei gegründet (B. Anderes in A. A. Schmid, 1976).
Mit der von Mailand nach Brig eingewanderten Familie Stockalper erfuhr der Simplon namentlich durch Kaspar Jodok im 17. Jahrhundert kurzfristig einen gewaltigen Aufschwung. Doch erst mit der napoleonischen Heerstraße wurde die Gondoschlucht endgültig erschlossen.

Wie die Grimsel, so dürfte auch der Griespaß (2462 m), deren natürliche südliche Fortsetzung, schon in römischer Zeit als kürzeste Verbindung zwischen dem Lago Maggiore und Vindonissa begangen worden sein (Bd. 2, S. 444).
Größere Bedeutung erlangte der Griespaß jedoch erst, als Walser aus dem oberen Goms nach S vorgedrungen waren und sich am siedlungsleeren oberen Toce, im Pomatter Tal/Valle Formazza, niederließen und über den Paß einen Saumweg gebaut hatten.
Von Stafelwald/Fondovalle und von Unterwald/Foppiano, den beiden untersten Walser Siedlungen am oberen Toce, stiegen Walser im frühen 13. Jahrhundert – vor 1244 – über die Hendar Furggu (2419 m) und über die Guriner Furka (2323 m), rodeten den Talkessel des durch einen Bergsturz von der Valle Maggia getrennten und daher ebenfalls siedlungsleeren Hochtales von Bosco/Gurin und bauten dort, auf 1500 m, das höchstgelegene Dorf im Tessin (S. 496).
Auch die Alpweiden in der Val Toggia wurden von Walsern bis «Auf die March», den Passo S. Giacomo, genutzt. Über diesen ebenfalls sehr alten Übergang pflogen sie bereits im 12. Jahrhundert einen Warenaustausch mit den Urnern. Eine erste Kapelle beim Toce-Fall reicht bis ins 15. Jahrhundert zurück (L. Rainoldi, 1980).
Vom alten Saumweg durch die Valle Antigorio und durchs Pomatter Tal sind noch Wegstücke erhalten: um Baceno, über den Moränenwall hinauf nach Pioda, in Piazza, bei Andermatten/Chiesa, bei Früttwald/Canza und unterhalb des Toce-Falles. Bei Frütt/La Frua trennten sich die Wege über den Gries- und über den S. Giacomo-Paß. In Zum Stäg/Ponte ist ein 1569 erbautes Susthaus, eine Casa Forte, erhalten.
Da die Kirchen im Pomatter Tal nur bis in die Mitte des 17. Jahrhunderts zurückreichen – viele stammen erst aus der 2. Hälfte des 18. Jahrhunderts – dürften sie Neubauten darstellen und mit schubartigen Bevölkerungszuwachsen – durch Zuzüge mit dem aufkommenden Paßverkehr aus dem Goms – in Zusammenhang zu bringen sein.
W des Pomat wurde der Talboden von Ager/Agaro, ein Seitenast der Valle di Dévero, – wohl aus dem Binntal über den Albrun-Paß (2409 m) – besiedelt (P. Zinsli, 1970).

Zitierte Literatur

Albertini, C., & De Giuli, A. (1973): Tre tombe di epoca romana in località S. Anna (Casale Corte Cerro)–Oscellana, *3/4* – Domodossola.
– (1975a): Tomba con ceramica di Golasecca a Montecrestese – Oscellana, *5/1*; Sibrium, *12* (1973–75).
– (1975b): Il pugnale di bronzo dell'Arbola – Oscellana, *5/3*.
Anselmo, V. (1979): L'alluvione del 7 Agosto 1978 in Val d'Ossola – Domodossola.
Bazetta, G. (1893): Le tombe romane di Masera – Oscellana, *(1893)*.
Bazzetta, N. (1911): Storia della Città di Domodossola e dell'Ossola superiore dai Primi Tempi all'Apertura del Traforo del Sempione – Gozzano – Omegna – Domodossola.
Bearth, P. (1954k): Monte Moro – GAS – SGK.
– (1975): Erläuterungen zu den Blättern Saas und Monte Moro – SGK.
– (1972k, 1973): Simplon, m. Erl. – GAS – SGK.
Bertamini, T. (1961): La Valle dei Pittori devastata da un nubifragio – 111. Oscellana (1961)/2–3.
– (1972): Oscela Romana – Oscellana, *2/3*.
– (1975a): Tomba di epoca romana a Premia – Oscellana, *5/1*.
– (1975b): Tomba preromana a Crodo – Oscellana, *5/2*.
– (1975c): Storia delle Alluvioni nell'Ossola – Oscellana, *5/3–4*.
– (1978): Alluvione in Ossola 7 Agosto 1978 – Oscellana, *8/3*.
– (1979): Note archeologiche – Oscellana, *9/4*.
– (1980): Note archeologiche – Oscellana, *10/1*.

Bianchetti, E. (1895): I Sepolcreti di Ornavasso – Atti Soc. Arch. Belle Arti Prov. Torino, *6* – Torino.
Caramella, P., & De Giuli, A. (1981): La tomba romana di Baceno – Oscellana, *11/2* – Domodossola.
Castiglioni, G. B. (1954): Solchi d'erosione subglaciale presso Premia in Val d'Ossola – Atti XVI Congr. Ggr. Ital., Venezie.
– (1955): Un'antica frana in Val Formazza – Riv. Ggr. Ital., *62*.
– (1958): Studio geologico e morfologico del territorio di Baceno e Premia (Val d'Ossola – Alpi Lepontine) – Mem. I. GM U. Padova, *20*.
Colombo, F., De Giuli, A., & Albertini, C. (1973): Costruzione megalitica in territorio di Mergozzo – Oscellana, *3/3* – Domodossola.
De Giuli, A. (1976): Due monete antiche rinvenute nella Bassa Ossola – Oscellana, *6/1* – Domodossola.
– (1977): Dalla preistoria al tardo impero del Cusio – Lo Strona, *3*.
– (1980a): Note di preistoria ossolana – Oscellana, *10/2* – Domodossola.
– (1980b): Industria litica di superficie riventuta a Mergozzo – B. Soc.. P. N. *1980/1*.
De Giuli, A., & Caramella, P. (1979): I ritrovamenti archeologici del Verbano nord occidentale – In: Museo del Paesaggio 1909–1979 – Mus. stor. art. Verbano – Intra.
Donna d'Oldenico, G. (1972): Il Castrum romano di Gravellona Toce – Custodia della via dell'Ossola – Oscellana, *2/1* – Domodossola.
Fini, F. (1979): Il Monte Rosa – Bologna.
Gerlach, H. (1883): Die Penninischen Alpen – Beitr., *27/2*.
Graue, J. (1974): Die Gräberfelder von Ornavasso – Hamburg.
Kinzl, H. (1932): Die größten nacheiszeitlichen Gletschervorstöße in den Schweizer Alpen und in der Mont Blanc-Gruppe – Z. Glkde., 20/4–5.
Küttel, M. (1979): Pollenanalytische Untersuchungen zur Vegetationsgeschichte und zum Gletscherrückzug in den westlichen Schweizer Alpen – Ber. Schweiz. Bot. Ges., *85/1–2*.
–, & Müller, H.-N. (1977): Gletscher-, vegetations- und klimageschichtliche Untersuchungen im Simplongebiet – In: Fitze, P., & Suter, J., ed.: Führer ALPQUA 77 – Ggr. I. U. Zürich.
Liniger, H. (1969): Schalensteine des Mittelwallis und ihre Bedeutung – Basler Beitr. Schalensteinproblem, *1–3* – Basel.
Mattirolo, E., et al. (1912k, 1953k): Fo. 29 Mte. Rosa – CG Italia 1:100000 – SG Italia, rist. 1953.
– (1927): Fo. 30 Varallo – CG Italia 1:100000 – R. Uff. G Italia.
Maviglia, C. (1952): Le cosidette «fibbie» del Musteriano alpino, rinvenute a Sambughetto Valstrona (Novara) – Atti 1° Congr. internaz. Studi Liguri (1950) – Bordighera.
Menzi, W. (1950): Geschichte – In: Simplonstraße – Brig–Gondo–Iselle–Domodossola – Bern PTT.
Müller, F., et al. (1976): Firn und Eis der Schweizer Alpen – Gletscherinventar – Ggr. I. ETH, Zürich.
Müller, H.-N. (1975a): Untersuchungen ehemaliger Gletscherstände im Roßbodengebiet, Simplon VS – DA Ggr. I. U. Zürich.
– (1975b): Fossile Böden (fAh) in Moränen (Gäli Egga, Roßbodengebiet, Simplon VS) – B. Murith., *92*.
– (1982): Die spätglazialen Stadien von Gondo und Zwischbergen (Simplon, VS) – Vjschr., *127/3*.
Nething, H. P. (1977): Der Simplon – Thun.
Novarese, V. (1927): Gli apparati morenici würmiani del Lago Maggiore e del Lago d'Orta – B. Uff. Geol., Italia, *52*.
Novarese, V., & Stella, A. (1913k, 1959k): Fo. 15 Domodossola – CG Italia 1:100000 – SG Italia; rist. 1959.
–, – (1915k, 1961k): Fo. 16 Cannobio – CG Italia 1:100000 – SG Italia; rist. 1961.
Oeschger, H., & Riesen, T. (1966): Bern Radiocarbon Dates V – Radiocarbon, *8*.
Rainoldi, L. (1980): Valle Formazza – Lecco.
Rossi, L. D. (1928): Valle Anzasca e Monte Rosa – Domodossola.
Sacco, F. (1930): Il glacialismo nelle valli Sesia, Strona, Anza e nell'Ossola – Minist. Lav. pubbl. uff. idrogr. Po, 4/10 – Parma.
Saussure, H.-B., de (1796): Voyages dans les Alpes, *3* – Neuchâtel.
Schmid, A. A. ed. (1976): Kunstführer durch die Schweiz, *2* – Wabern.
Stoppani, A. (1873): Il Bel Paese – Milano.
Venzo, S. (1954): Osservazioni sulla fauna delle grotticelle di Sambughetto Valstrona e sugli stadi würmiani del Lago d'Orta (Novara) – Atti SISN, *93/1–2*.
Welten, M. (1982): Vegetationsgeschichtliche Untersuchungen in den westlichen Schweizeralpen: Bern– – Wallis – Denkschr. SNG, *95*.
Zinsli, P. (1970): Walser Volkstum in der Schweiz, in Vorarlberg, Liechtenstein und Piemont – Frauenfeld.

Die Gletscher zwischen Lago d'Orta und Dora Baltea

Der Stirnbereich des Sesia-Gletschers zur Riß- und zur Würm-Eiszeit

Wie in der Valle Anzasca (S. 522ff.), so ist auch im Einzugsgebiet der Sesia die Anlage und der Verlauf des Flußnetzes augenfällig durch Tektonik und Klüftung vorgezeichnet. Besonders eindrücklich zeigt sich dies in den Schluchtabschnitten sowie im Talschluß der Egua, wo eine markante Störung über den Colle d'Egua (2239 m) in die oberste V. Baranca verläuft.

Obwohl die Valle della Sesia am Monte Rosa (4556 m) beginnt und nach gewundenem Verlauf in die Po-Ebene mündet, vermochte selbst der *rißzeitliche Sesia-Gletscher* diese nicht mehr zu erreichen, was auf das Ausbleiben unterstützender Zuschüsse zurückzuführen ist. Er endete – wie schon G. de Mortillet (1861 K), A. Stoppani (1877) und F. Sacco (1888) festgehalten haben – oberhalb von Borgosesia und wird durch große Geschiebe aus dem Einzugsgebiet der Sesia belegt. Während die Talhänge am S-Alpenrand von einer tiefgründigen Verwitterungshülle bedeckt sind, ändert dies schlagartig, wo sie vom Eis überprägt worden sind. Die Seitentäler münden mit einer Stufe; im eisfreien Gebiet schmiegen sich die Sohlen sich vereinigender Täler sanft ineinander. Eine Moräne liegt W von Doccio auf 700 m (S. Franchi in Mattirolo et al., 1927 K).

Bei Quarona-Vico fand A. Penck (in Penck & Brückner, 1909) um 410 m die äußersten *Würm-Moränen;* talauswärts setzt eine zerschnittene Niederterrassenflur ein.

Erratiker, die über der Schotterterrasse von Pianezza N von Borgosesia auf den eisüberprägten Hügeln aus pliozänen Mergeln bis auf 500 m hinaufreichen, stammen nach Penck von einer älteren Vereisung. Auch die randglaziäre Rinne N von Borgosesia dürfte damals angelegt worden sein.

3 km unterhalb von Varallo beobachtete schon Stoppani (1877) eine Moräne, die auf der E-Seite der Sesia, bei Rocca Pietra, ins Tal des Pascone einbiegt. Auf der W-Seite liegt eine entsprechende Ufermoräne bei Parone um gut 600 m (Franchi in Mattirolo et al., 1927 K). Zwischen Varallo und Quarona haben sich Rundhöcker und subglaziäre Schmelzwasserrinnen ausgebildet (Fig. 264).

Im Würm-Maximum vermochte der *Pascone-Gletscher* vom Monte Vesso den in die untere Val Pascone eingedrungenen Sesia-Gletscher noch zu erreichen. Dieser nahm von der W-Seite, vom Castello di Gavala (1827 m) und vom Bec d'Ovaga (1630 m), den *Duggia-Gletscher* auf. Dagegen blieb der aus der Val Pascone zum Lago d'Orta (S. 510f.) hinüberführende Passo della Colma (942 m) von einer Eisüberprägung verschont. Das Kristallin der Paßregion ist zu Grus verwittert und von podsoligen Böden bedeckt.

Bei Varallo reichte das würmzeitliche Eis bereits auf rund 800 m, was bis zur Zunge einem Gefälle von über 40‰ gleichkommt. Eine entsprechende Terrasse ist in Cervarolo-Villa Inferiore um 700 m ausgebildet.

Zugehörige Moränen und Schotterterrassen finden sich weiter E im Tal von Camasco um 800 m. Internere Randlagen eines *Bagnola-Gletschers* vom Monte Ostano (1507 m) und vom M. Novesso (1409 m) werden durch tiefere Schotterterrassen, Moränenwälle und Schmelzwasserrinnen belegt. Sie bekunden am S-Alpenrand zwischen Varallo und Omegna eine klimatische Schneegrenze im Hochwürm um knapp 1100 m, während diese zur Riß-Eiszeit um knapp 100 m tiefer lag.

Fig. 264 Rundhöcker und Schmelzwasserrinnen bei Rocca Pietra ESE von Varallo in der Valle della Sesia.

Bei Vocca, weitere 5 km taleinwärts, sandte der Sesia-Gletscher einen Seitenlappen über die Bocchetta di Vocca (892 m) nach N in die bei Varallo mit einer Stufe mündende Valle Mastallone (Fig. 265). Dies wird bei Sabbia, wo es zur Bildung von Stauterrassen kam, durch Sesia-Geschiebe belegt (H. Gerlach, 1883). Da das Sesia-Eis, aufgrund von Monte Rosa-Erratikern W der Cima Lavaggio, bis auf 1350 m, E bis auf 1250 m reichte, vermochte es den Sermenza-Gletscher bis hinter Rossa, den *Mastallone-Gletscher* gar bis gegen Ferrara zurückzustauen. Anderseits drang Mastallone-Eis in die Valle Sabbiola und in die V. del Nono ein, aus denen es noch Zuschüsse erhielt.

Über die Eishöhen geben überschliffene Grate und – im vorderen Talabschnitt – auch höchste Erratiker einige Hinweise. Zwischen Vocca und Cravagliana in der Valle Mastallone stand das Eis um gut 1000 m, bei Nosuggio auf über 1100 m, bei Ferrara, der Mündung der Valbella, auf knapp 1200 m, oberhalb der Schlucht zwischen Fobello und Rimella bereits auf über 1400 m und im Mündungsbereich der Quelläste des Mastallone, über S. Maria, gar auf über 1600 m.

An der Mündung der Val Sermenza, der V. Piccola, in die Valle della Sesia, die V. Grande reichte die Eisoberfläche bis auf knapp 1250 m zur Würm- und bis auf knapp 1400 m zur Riß-Eiszeit. Um Fervento lag die würmzeitliche Eisoberfläche um 1500 m, bei der Mündung der V. d'Egua in die V. Sermenza, bei Rimasco, auf knapp 1600 m, im Becken von Carcoforo sowie um Rima auf rund 1900 m. In der V. della Sesia stand das Würm-Eis an der Mündung der Val Sorba um 1500 m, über Mollia bis auf 1600 m und über Alagna bis auf über 2000 m. Zwischen Varallo und Vocca, W von Vocca, SW von Isola im Mündungsgebiet der Crosa della Cavala sowie SW von Balmuccia haben sich Rundhöcker ausgebildet. Diese dürften sich wohl zwischen dem vorstoßenden Sesia- und dem bei Balmuccia ins Haupttal ausgetretenen *Sermenza-Gletscher* gebildet haben.

Fig. 265 Die Bocchetta di Vocca (892 m), ein würmzeitlicher Transfluenzsattel, über den Sesia-Eis aus der Valle della Sesia in die Valle Mastallone floß.

Die Quelläste des Mastallone im Spätwürm

Der Tallauf des Mastallone ist – wie sich in den Schluchtabschnitten und in den steilen Seitentälchen klar zu erkennen gibt – durch tektonische Störungszonen, vorab durch Klüfte, vorgezeichnet. Ein erster Rückzugshalt des selbständig gewordenen Mastallone-Gletschers ist bei Sabbia durch Schotter- und Moränenreste angedeutet. Dann schmolz das Eis bis Saliceto zurück, wo sich auf einem Felsriegel ein aufgesetzter Moränenwall eines nächsten Stadiums erhalten hat. Zu einer Stirn abfallende Moränenwälle verraten im Landwasser-Tal bei Gula und in der V. Mastallone bei Fobello selbständig gewordene Gletscherarme. N des Monte Selva (1251 m) hat sich ein Mittelmoränenrest erhalten. Weitere Randlagen eines Landwasser- und eines Mastallone-Gletschers sind hinter Rimella und bei Sta. Maria angedeutet.

Noch bis ins mittlere Spätwürm erfolgte von der hinteren Valbella eine Eis-Transfluenz vom Monte Cápio (2172 m) über den Sattel der Alpe Campo (1515 m) in die bei Sabbia ebenfalls in die Valle Mastallone mündende V. Sabbiola.

Im Becken der Alpe del Laghetto S des Cápio konnte D. Bertolani-Marchetti (1955) in einem Pollenprofil im ehemaligen See bis ins nacheiszeitliche Klima-Optimum, bis in die Zeit des Eichenmischwaldes und der aufkommenden Buche, vordringen. Ebenso konnte sie dort heute extrem seltene Fichte nachweisen.

Ebenso floß im Talschluß der V. Mastallone Eis vom Cimone (2453 m) über die Alpe Selle (1820 m) ins Olocchia-Tal und damit in die Valle Anzasca zum Toce-Gletscher (S. 523). Noch im ausgehenden Spätwürm war der Talschluß bis zum Becken des Lago di Baranco mit Eis gefüllt, wobei Schmelzwässer ins Oloccia-Tal abflossen. Moränen des letzten Spätwürm liegen W der A. Selle. Heute ist das ehemalige Seebecken zu über drei Vierteln zugeschüttet und vermoort.

Auch im Tal des Rio del Piano liegen junge Spätwürm-Moränen.

Fig. 266 Der zur Stirn absteigende rechte Moränenwall des spätwürmzeitlichen Mastallone-Gletschers von Fobello unterhalb des Dörfchens Torno.
Photo: E. Wynistorf, Emmenbrücke LU.

Die Val Sermenza und die V. d'Egua im Spätwürm

Nachdem der Sermenza-Gletscher selbständig geworden war, stieß er im nächsten Klima-Rückschlag erneut bis gegen die Mündung, bis Cerva, vor, was durch stirnnahe Seitenmoränenreste belegt wird. Nächstjüngere Stände sind bei Fervento durch Moränenwälle bekundet. Dabei erhielt der Sermenza-Gletscher noch einen Zuschuß von der Colma Soglio (1995 m). Der selbständig gewordene Gletscher vom P. Castello (2095 m) und der Chiappa-Gletscher vom M. Ventolaro (1835 m) und von den Quattro Bricchi (1973 m) stießen damals noch bis gegen die Talausgänge vor.
Eine Stauterrasse zwischen der Val d'Egua und der V. Sermenza, ein stirnnaher Wall auf dem Felssporn S von Rimasco (Fig. 267) sowie Wallreste in den beiden Quellästen, bei Priami und bei Balmelle, bekunden einen nächsten Spätwürm-Stand mit einem Zungenende um 900 m. Darnach ist das Eis bis in die Talschlüsse zurückgeschmolzen, in einem erneuten Klima-Rückschlag jedoch wieder bis ins Haupttal vorgestoßen. Nächste Stände zeichnen sich bei Ferrate und unterhalb von S. Giuseppe ab. Im Gschnitz(?)-Stadium endete der Egua-Gletscher unterhalb von Carcoforo, der Sermenza-Gletscher unterhalb von Rima, wo die Wälle jedoch durch Felsstürze vom Corno di Rima teilweise überschüttet worden sind (Fig. 266).
Markante Moränen des letzten Spätwürm-Vorstoßes sind in der Val d'Egua W des Cimone (2453 m) auf Alpe d'Egua und N der Cima Lampone (2584 m) als A. del Termo erhalten; sie verraten Zungenenden um 1800 m. Im Talschluß der V. Sermenza stieg vom Monte Tagliaferro (2964 m) eine Zunge noch fast bis gegen Rima ab. Moränen des letzten Spätwürms liegen in den Quellästen der Sermenza, auf A. Valle und Lanciole, um gut 1700 m.

Fig. 267 Die Eisrandterrasse des Stadiums von Rimasco zwischen Sermenza-Gletscher (links) und Egua-Gletscher.

Die spätwürmzeitlichen Stadien des Sesia-Gletschers

Ein innerer Stand des Sesia-Gletschers zeichnet sich bei Rocca Pietra auf beiden Talseiten auf rund 500 m in Moränenresten, Rundhöckern und Stauterrassen ab. Zugleich zwang er die Schmelzwässer und Zuflüsse um Varallo zu Umwegen, was sich auf der E-Seite in einer Kette von seitlichen Rinnenstücken zu erkennen gibt. Diese wurden bereits beim Vorstoß angelegt und funktionierten in den Höchstständen als subglaziäre Furchen und beim Rückzug erneut als randliche Abflußrinnen (S. Franchi, 1919). Zwischen der Rinne der Laghi S. Agostino und dem vom Gletscher übertieften Sesia-Tal bildeten sich bis Quarona schmale Felsrücken aus.
Beim nächsten Rückzug wurde der von NW zufließende *Sermenza-Gletscher* selbständig. Dies äußert sich in Rundhöckern, Wallresten und in den gegen den Unterlauf der Sermenza, in die Valle Piccola abfließenden Schmelzwasserrinnen des Sesia-Gletschers, der sich in Stirnlappen aufgespalten hatte. Der Sermenza-Gletscher dürfte bis Boccioleto zurückgeschmolzen sein. Entsprechende Moränen bekunden bei Scopa in der Valle della Sesia eine Eishöhe von 750–700 m und Zungenenden bei Muro und Scopello (Franchi in Mattirolo et al., 1927 k). Diese werden auch durch abgelenkte Bachmündungen und einen davor gelegenen Schuttfächer markiert. Von der Alpe di Mera im S hing – wie zwei linksseitige Stirnmoränenreste erkennen lassen – ein Kargletscher bis gegen 850 m herab, wo er den Sesia-Gletscher eben noch berührte. Seine Gleichgewichtslage auf knapp 1400 m verrät eine klimatische Schneegrenze um gut 1500 m.
Ein nächstes Stadium zeichnet sich bei Piode ab. An der Mündung des vom Monte Cossarello (2691 m) in zwei Ästen absteigenden und bei Rassa sich vereinigenden Sorba-Gletschers stellen sich Rundhöcker und stirnnahe Wallreste ein. Entsprechende Moränenstaffeln des Sesia-Gletschers bei Dughera verraten das Einbiegen eines Lappens in die

Fig. 268 Stirnnahe Seitenmoräne des Piode-Stadiums des Sesia-Gletschers bei Dughera NW Piode. Im Hintergrund: Denti di Valmala (1811 m) und Badile (1883 m).

unterste Val Sorba, wo er sich eben noch mit dem Sorba-Gletscher vereinigt hat (Fig. 268). Der Gletscher vom Testone dei Tre Alpi (2081 m) mit einer Gleichgewichtslage um 1550 m erfordert eine Schneegrenze um 1700 m.

Ein nächster Klimarückschlag zeichnet sich um Campertogno mit Endmoränen und Rundhöckern um 820 m ab. Wenig oberhalb, zwischen Otra und Rusa, nahm der Sesia-Gletscher von SW noch den Artogna-Gletscher auf. Bei einer Gleichgewichtslage um 1850 m ergibt sich bei NE-Exposition eine Schneegrenze um gut 2000 m. Bei Mollia stand das Eis bereits auf nahezu 1000 m. Ein etwas interner Stand zeichnet sich S des Dorfes auf 860 m ab. Ein nächster Stand mit stirnnahen Staffeln ist bei Isoletto angedeutet. Eine stirnnahe Seitenmoräne bei Cà di Lanzo in der Val Vogna, die sich bis 1260 m herab verfolgen läßt, deutet auf ein Eindringen von Sesia-Eis, die Mündungsschlucht auf subglaziären Abfluß. Über dem Ausgang der Val Vogna, bei Riva-Valdobbia, stand das Eis auf 1250 m, bei der Mündung des Otro-Gletschers bereits auf über 1300 m.

Ein letztes spätwürmzeitliches Stadium des Sesia-Gletschers gibt sich um Alagna-Valsesia zu erkennen. Steil absteigende Seitenmoränen deuten auf ein Zungenende um 1200 m. Aus den Seitentälern drangen Gletscher bis gegen die Ausgänge vor, in der Valle d'Otro bis unterhalb von 1600 m. Aus den Gleichgewichtslagen ergibt sich eine Schneegrenze um gut 2300 m. Von Alagna an bildete sich Sesia-abwärts eine Sanderflur. Eine internere Staffel zeichnet sich bei Merletti auf 1300 m ab.

Letzte, wohl holozäne Endmoränen liegen auf Alpe Blatte um 1600 m. Eine markante Seitenmoräne fällt von A. Fondecco, von 2070 m, gegen A. Bors, bis 1900 m, ab. Jüngere Endlagen geben sich durch stirnnahe Seitenmoränen auf A. Safejaz auf 1700 m und auf 1750 m zu erkennen.

Frührezente Klimarückschläge ließen die Ghiacciai della Sesia und delle Piode bis auf 1900 m absteigen. Um 1850 stirnten sie unterhalb 2000 m (DK XVIII, 1862).

Die Valle della Sesia und ihre Quelläste in Spätwürm und Holozän

Durch alte Gletscherstände waren in der Valle della Sesia Becken ausgekolkt worden, die beim Zurückschmelzen des Eises temporäre Seen entstehen ließen. Auch wurden durch seitliche Schuttfächer, zuweilen durch Sanderkegel von Seitengletschern, im Haupttal weitere Seen abgedämmt, die von den Schuttmassen der Sesia ebenfalls bereits im Spätwürm zugeschüttet wurden.
In den Talschlüssen der südwestlichen und westlichen Seitentäler haben sich zahlreiche Kare ausgebildet. Diese waren noch bis ins frühe Holozän von Gletschern erfüllt. Heute bergen sie meist kleine Seen. Im Talschluß der Val Artogna hat das Eis auf der um 2250 m gelegenen Hochfläche eine Rundhöcker-Landschaft mit kleinen, von Seen erfüllten Glazialkolken zurückgelassen. Von diesen birgt heute nur das gegen NE orientierte Kar des Corno Bianco (3320 m) noch etwas Eis, den Ghiacciaio d'Otro.
In der Valle della Sesia sind in den Talschlüssen W, NW und N von Alagna Bergstürze niedergefahren; weitere ereigneten sich in der Val Sorba.
Größere Stürze brachen auch in der Val Sermenza bei S. Giuseppe und im Talschluß vom Corno Piglimo (2894 m) nieder.
Noch heute bildet die V. della Sesia mit gegen 90% Bestockung ein fast geschlossenes Waldgebiet, das von den südalpinen Laubmischwäldern, in die der Mensch zur Römerzeit die Kastanie und im 18. Jahrhundert die Robinie eingeführt hat, bis zu den Nadelwäldern mit Fichte, Lärche, Arve, Legföhre und Zwerg-Wacholder reicht. Dabei steigt die Waldgrenze von 1800 m auf über 2200 m an (S. Stefenelli in F. Fini, 1979).

Zur Ur- und Frühgeschichte der Valle della Sesia und der V. Séssera

Paläolithische Siedlungsreste und Höhlenbären-Knochen sind besonders vom Monte Fenara SE von Borgosesia bekannt geworden.
Wie das Toce- und das Aostatal mit ihren Quellästen, war auch die Valle della Sesia einst von Salassern, einem ligurischen Stamm besiedelt, und wie in der nördlich benachbarten Valle Anzasca reicht auch der Goldbergbau bis in die römische und wohl schon bis in die salassische Zeit zurück. Quarone, der Name des ersten Ortes im Tal, wird als keltisch «über den Wassern» gedeutet. Analog dürfte auch Quare in der oberen V. della Sesia zu deuten sein.
Nach 34 v. Chr. drangen die Römer auch in die V. della Sesia vor, deren Name 945 als Vallis Sicida erstmals auftritt, während Varallo wie auch die Alpes Ocri um 1028 erscheinen. Boccioleto – Buxuletum – Buchswäldchen und Egua – Aqua – sind ebenfalls sehr alt (F. Fini, 1979).
Die Besiedlung der offenbar bis ins 12. Jahrhundert erst spärlich bevölkerten Talschlüsse erfolgte aus der hintersten Valle Anzasca. Im 13. Jahrhundert waren als Silver bezeichnete Walser aus dem Saastal über den Monte Moro-Paß (2868 m) nach Macugnaga und über den Colle del Turlo (2738 m) in die südlichen Waldtäler vorgestoßen und ließen sich im obersten Sesia-Tal, in Alagna und in Riva, nieder. Gegen E drangen sie ins Sermenza-Tal ein, nach Rima, S. Giuseppe und Rimasco, und über den Colle della Bottiglia (2607 m) gelangten sie ins Egua-Tal nach Carcoforo (P. Zinsli, 1970). Aus der vorderen Valle Anzasca überquerten Walser den Colle Dorchetta (1818 m) und ließen sich in Rimella, im Talschluß des Landwassers/Torrente Bise Rosso nieder, worauf

Flur- und Bergnamen hindeuten (DK XXIII, LK 294). Talaus stießen sie bis Varallo vor. Alagna, das schon 1270 erstmals erwähnt wurde, war möglicherweise bereits zur Römerzeit von Salassern besiedelt, da auch dort Lavez-Topfkerne gefunden worden sind, wie sie von der Riffelalp und vom Theodulpaß zusammen mit römischen Münzen bekannt geworden sind (G. Bianconi, 1975). Am Stolemberg, am Übergang aus der hintersten Valle di Gressoney nach Alagna, wurde ebenfalls Lavezstein gebrochen. Ebenso dürften die in Walser Siedlungen aufgefundenen Mundtrommeln älter sein.
Im an Kirchen und Kapellen reichen Varallo zählt S. Marco zu den ältesten des Tales. In Fervento in der Val Sermento trägt ein Fresko an einer Kapelle die Jahreszahl 1069. Die Kapellen in Scopa und Balmuccia reichen bis 1306 zurück (F. Fini, 1979). In Rima stand bereits 1568 ein Gotteshaus.
Ein keltischer Schalenstein ist aus der bei Crevacuore ins Séssera-Tal mündenden Val Strona hinter Póstua bekannt. Bereits im 12. Jahrhundert wurde darüber die romanische Kapelle zu S. Sebastiano erbaut (E. Zangola, 1968).

Strona- und Séssera-Gletscher

N von Crevacuore lieferten mergelige Silte mit *Phragmites* – Schilf, *Salix*, *Liriodendron* – Tulpenbaum, *Persea* – Avocado – und *Cinnamomum* (?) eine pliozäne Flora. S von Guardabosone liegen darüber, mit einer Austernbank beginnend, Geröllagen mit bis 20 cm großen Geschieben des Villafranchiano. In die gesamte Abfolge hat sich die Strona seit dem ältesten Pleistozän um 60 m eingetieft und ihr Einzugsgebiet um einige 100 m gehoben. Von Crevacuore dürften Ponzone, Séssera und Strona noch im Altpleistozän direkt gegen S, zur Rovesenda, weitergeflossen sein, worauf die Umlaufberge um Crevacuore hindeuten. Die Entwicklung der Längstalung Ponzone–Séssera steht in Zusammenhang mit der Ausbildung der Séssera- und der Valdúggia-Störung sowie ihrer südwestlichen Fortsetzung und damit mit der Heraushebung der südlichsten S-Alpen. Dies führte zu einer Kanalisierung der Entwässerung der S-Abdachung der Monte Barone-Kette gegen NE durch die Ponzone–Séssera-Talung, die SE von Borgosesia in die Valle Sesia mündet. Heute beträgt die Höhendifferenz von Crevacuore (377 m) hinauf auf den Passo di S. Rocco (470 m) ins Rovasenda-Tal nur 90 m.
Selbständige Gletscher entwickelten sich zwischen Sesia und Dora Baltea in den zur Sesia entwässernden Quelltälern der Séssera und in denen des Cervo.
Die Einzugsgebiete des *Strona-Gletschers* reichen nur im Monte Barone (2044 m) über 2000 m empor und sind mit Ausnahme dieses Gipfels steil SE- bis SW-exponiert. Immerhin vermochten die zu einem Gletscher sich sammelnden Eismassen in der Größten Eiszeit bis ins Tal der Séssera herab vorzustoßen, was bei Róncole und Póstua durch höher gelegene Schotterreste belegt wird (E. Mattirolo et al., 1927k).
In der Würm-Eiszeit dürfte das Strona-Eis bei Póstua um 450 m geendet haben. Vom M. Barone und vom Badile (1883 m) stiegen allerdings noch im frühen Spätwürm zwei Gletscher bis 800 m herab.
Von der Cima di Bò (2556 m) und von der Cima della Mora (1937 m) sammelten sich die Eismassen in den Kaltzeiten zum *Séssera-Gletscher*, der in der Riß-Eiszeit noch bis an den Talausgang, über Pray bis Crevacuore vordrang, wo wiederum Schotterterrassenreste einsetzen.
Selbst in der Würm-Eiszeit reichte der Séssera-Gletscher bis Cóggiola, bis 500 m.

Fig. 269 Die untere Val Strona N von Crevacuore, ein Seitental der Val Séssera, hat sich seit dem jüngeren Pliozän – beim Friedhof fossilbelegt – um 60 m eingetieft. Im Hintergrund der Monte Solivo (739 m).

Ein jüngerer würmzeitlicher Stand stellt sich bei der Mündung des von N, vom M. Barone, zufließenden Eises ein. Markantere Wälle belegen in den Quellästen einige frühe Spätwürm-Stände (S. Franchi in Mattirolo et al., 1927k).
Weiter W verblieben die von der um rund 300 m niedrigeren Kette zwischen der Bocchetta di Séssera (1382 m) und der Rocca d'Argimonia (1615 m) abfließenden Gletscher selbst in der Riß-Eiszeit noch in den Quellästen der Valle Mosso. In der Würm-Eiszeit vermochten die Zungen nur bis unter 700 m vorzustoßen.

Die älteren eiszeitlichen Ablagerungen im Vorfeld von Cervo und Elvo

Über 4 m tiefintensiv zu Ferretto verwitterte, terrassierte Hochflächen mit groben Schottern im Vorfeld der Täler des Cervo und des Elvo werden von F. Carraro (1967) ins obere, darunter liegende Linsen von tonigen, kreuzgeschichteten Sanden ins untere Villafranchiano gestellt. Ebenfalls zu roten Tonen ferrettisierte Gletscherablagerungen, welche Reste der äußersten Wälle des Moränen-Amphitheaters von Ivrea aufbauen (S. 542), weist er, wie grobgeröllige, zu meist über 3 m mächtigem «typischem Ferretto» verwitterte Schotter mit tiefgründig verwitterten Geröllen sowie die zugehörige Lößdecke, der Mindel-Eiszeit zu. Gelb bis rostrot verwitterte Moränenablagerungen, welche auch die mittleren Wälle des Moränen-Amphitheaters von Ivrea aufbauen, werden zusammen mit den schotterreichen glazifluvialen, maximal 3 m tief verwitterten Schotterfluren und ihrer zugehörigen Lößdecke der Riß-Eiszeit zugewiesen. Am Alpenrand nehmen sie das Hauptniveau ein.

Der Cervo-Gletscher

In der Valle del Cervo, die bei Biella in die Po-Ebene mündet, bildete sich ein selbständiger Gletscher aus, der noch im Spätwürm bis Rosazza und Montasinaro vorstieß, wo er auf 780 m und auf 950 m Moränen zurückließ. Aufgrund der Gleichgewichtslage um 1500 m dürften beide Endlagen bei ENE- und SSE-Exposition wohl das Veltliner Stadium des Adda-Gletschers bekunden. Aus der Moräne von Montasinaro geht hervor, daß neben der Cima di Bò vorab NE- und SE-Kare der Tre Véscovi-Gruppe die Nährgebiete darstellen (A. Penck, 1909; S. Franchi, 1919, in Mattirolo et al., 1912K, 1927K). Die bei Tollegno und Andorno Cacciorna sich abzeichnenden Wälle scheinen würmzeitliche Vorstöße zu bekunden, die externeren bei Pralungo dürften rißzeitlich sein.

Oropa-, Elvo- und Viona-Gletscher

Zwischen Cervo- und Dora Baltea-Gletscher (S. 539) stießen in den Eiszeiten vom Monte Rosso (2374 m), M. Mucrone (2335 m), M. Mars (2600 m), M. Bechit (2320 m) und von der Colma di Mombarone (2371 m) Oropa-, Elvo- und Viona-Gletscher bis an den Rand der Bielleser Alpen vor. Dabei wurde im Altpleistozän, im Villafranchiano, eine höchste, stark ferrettisierte Schotterflur und in der Riß-Eiszeit eine tiefere, weniger tiefgründig verwitterte abgelagert. In der Würm-Eiszeit, in der die Gletscher nochmals bis gegen 600 m vorgerückt sind, wurden sie – wie zuvor schon die älteren Fluren – zerschnitten (G. Bortolami in R. Malaroda et al., 1966K). Aufgrund des Paläobodens möchte F. Carraro (1967) die Moränen von Oropa gar als präwürmzeitlich betrachten. Mit einem Zungenende um 1000 m und einer klimatischen Schneegrenze von über 1500 m fällt diese jedoch frühestens ins frühe Spätwürm. Im Bereich des Santuario haben sich markante Wälle des mittleren Spätwürms ausgebildet, aufgrund der Schneegrenze wohl Äquivalente des Steinach- und Gschnitz-Stadiums.
In den Gipfelregionen vermochten sich bis ins jüngere Spätwürm Firnfelder zu halten. Beim Elvo-Gletscher fällt die stirnnahe Seitenmoräne von Sordevolo wohl in die Würm-Eiszeit. Im frühen Spätwürm sind Elvo- und Ianco-Gletscher selbständig geworden. Auch der Viona-Gletscher reichte im frühen Spätwürm mit seinem Zungenende bis gegen den äußersten linken Wall der Moränen von Ivrea.

Zitierte Literatur

Bertolami-Marchetti, D. (1955): Ricerche sulla vegetazione della Valsesia, *3*: Saggio di ricerche palinologiche La torbiere di Alpe Laghetto sul M. Capio – N. G. Bot. ital., NS, *62*/3–4.
Bianconi, G. (1975): La pietra ollare in Val di Peccia – Artigianati scomparsi – Locarno.
Carraro, F. (1967): Quaternario – In: G. Bortolami et al.: Note illustr. Carta geol. d'Italia, Fo. 43 Biella.
Fini, F. (1979): Il Monte Rosa – Bologna.
Franchi, S (1919): Alcuni dati sul ghiacciaio würmiano della Valle Sesia – B. SG Italia, *38*.
Gerlach, H. (1883): Die Penninischen Alpen – Beitr., *27*/2.
Malaroda, R., et al. (1966K): Fo. 43 Biella – CG Italia 1 : 100 000 – SG Italia.
Mattirolo, E., et al. (1912K, 1927K): Fo. 29 Mte. Rosa, Fo. 30 Varallo – CG Italia 1 : 100 000 – R. Uff. G Italia.
Penck, A., & Brückner, E. (1909): Die Alpen im Eiszeitalter, *3* – Leipzig.
Sacco, F. (1930): Il glacialismo nelle valli Sesia, Strona, Anza e nell'Ossola – Minist. Lav. pubbl. idrogr. Po – *4*/10.
Zangola, E. (1968): Storia e anima di un paese – Biella.
Zinsli, P. (1970): Walser Volkstum in der Schweiz, in Vorarlberg, Liechtenstein und Piemont – Frauenfeld.

Der Dora Baltea-Gletscher

Das Einzugsgebiet

Im W reichte das Einzugsgebiet des Dora Baltea-Gletschers am Mont Blanc bis auf über 4800 m empor. In den beiden Sammeltrögen der Val Ferret und der V.Veni staute sich das Eis am Durchbruch von Courmayeur bis auf über 2300 m Höhe, was aus den rundhöckerartigen Graten am Mont de la Saxe (2348 m) und am Mont Chétif (2343 m) hervorgeht.
Aus den Walliser Alpen – vom Mont Dolent bis zum Monte Rosa – münden mächtige Zuflüsse: Buthier-, Marmore-, Evançon- und Lys-Gletscher. Dieser wurde jedoch, aufgrund bis gegen Lillianes auftretender Mont Blanc-Granite, durch eindringendes Dora Baltea-Eis zurückgestaut (S. FRANCHI, 1919). Aus den Grajischen Alpen, die in der Grande Sassière bis auf 3750 m und im Gran Paradiso gar bis auf über 4000 m aufragen, nahm dieses Verney-, Grisenche-, Rhêmes-, Savarenche-, Cogne-, Comboé, Laures-, Clavalité, Chalamy-, Boccoueil-, Ayasse-, Fer- und Renanchio-Gletscher auf.
Bei Alice Superiore, W von Ivrea, verband sich ein rechter Seitenlappen des Dora-Baltea-Gletschers mit dem *Chiusella-Gletscher*. Auch der *Savenca-Gletscher* aus dem SW anschließenden Tal vermochte sich in der Würm-Eiszeit mit den beiden zu vereinigen. Weiter SW stieß der Piova-Gletscher von der Punta di Verzel (2406 m) über Castelnuovo Nigra bis an den Ausgang der Val dell'Orco vor, durch das der *Orco-Gletscher* die Eismassen der S-Seite des Gran Paradiso abführte. Bei Pont Canavese nahm er von N den *Soana-Gletscher* auf und endete bei Cuorgnè am Austritt in die canavesische Ebene. Diese wurde durch deren Schmelzwässer sowie jene des Savenca-, Chiusella- und des rechten Randes des Dora Baltea-Gletschers aufgeschottert.

Die Eishöhen des Dora Baltea-Gletschers

Über dem Col de la Seigne (2516 m) im Talschluß der Val Veni dürfte das würmzeitliche Eis bis auf 2700 m gestanden haben. Am Großen St. Bernhard reicht die Eisüberprägung bis auf 2750 m, eine allenfalls rißzeitliche bis auf über 2800 m. Über den überschliffenen Rücken des Mont de la Saxe (2348 m) floß Eis aus dem Val Ferret, der nordöstlichen Fortsetzung der V. Veni, durch die V. Sapin ab. Im Mündungsbereich der Täler aus der Gran Paradiso-Gruppe stand das würmzeitliche Eis zwischen Arvier und St-Pierre bis auf 2250–2350 m, das rißzeitliche gar bis auf über 2400 m. Auch der Court de Bard (2261 m) N der Mündung der Vallon de Vertosan ist noch deutlich überschliffen. Tiefere Rundhöckerfluren haben sich am Ausgang des Tales um 1980 m, um 1800 m und bei St-Nicolas um 1270 m erhalten.
Auf dem Kamm NNW der Grívola, zwischen Val Savarenche und Vallée de Cogne, fand schon V. NOVARESE in E. MATTIROLO (1910K) Moräne bis auf 1850 m. Wie Rundhöcker und ihre Orientierung belegen, vermochte der Grisenche-Gletscher spitzwinklig einzumünden; dagegen wurden Rhêmes-, Savarenche- und Cogne-Gletscher zunehmend gestaut und auf die S-Flanke abgedrängt. Dabei wurde Savarenche-Eis gezwungen, über den 1538 m hohen Sattel zwischen der Becca Piana und dem eisüberschliffenen Mont Poignon in die unterste Vallée de Cogne überzufließen.

Wie aus dem von 1800 m an überschliffenen Grat, der von der Punta Chaligne gegen Aosta zielt, sowie aus den E der Mündung gelegenen Rundhöckern hervorgeht, wurde der Buthier- vom Dora Baltea-Gletscher an die N-Flanke gedrückt.
Aufgrund der höchsten Erratiker stand das Eis im Aostatal noch an der Mündung der Valtournenche auf 1800 m (H. Gerlach, 1883). Ebenso ist der von der Becca d'Alver gegen Châtillon abfallende Grat unter dieser Höhe überschliffen. Sein Verlauf gegen SE sowie die Rundhöcker S der Dora Baltea deuten auf ein Abdrängen von Tal-Eis durch den mündenden Marmore-Gletscher auf die S-Seite.
Am Col de Joux (1640 m) zwischen Aostatal und Vallée de Challant-Ayas standen sich Dora Baltea- und Evançon-Eis gegenüber. Noch an der Mündung des Ayasse-Gletschers reichte das Eis bis auf gut 1400 m. Dann fiel die Eisoberfläche bis zum Talausgang bei Settimo Vittone auf 1200 m, wo sich auf der SW-Flanke eine höchste Wallmoräne loslöst. Dies kommt auf die 22 km einem Gefälle von 55‰ gleich.

Die Moränenkränze im Stirnbereich bei Ivrea

Zusammen mit den Endmoränen um den Gardasee (S. 206ff.) bilden diejenigen des Dora Baltea-Gletschers, der NW von Ivrea aus dem Aostatal in die piemontesische Ebene austrat, den eindruckvollsten Moränenkranz des Alpen-S-Randes, der schon im letzten Jahrhundert viele Forscher anzog (B. Studer, 1840; B. Gastaldi & Ch. Martins, 1850; F. Sacco, 1888, 1929; C. Marco, 1892; A. Penck, 1909). Ferrettisierte Altmoränen von dessen N-Rand werden von V. Novarese & S. Franchi (in E. Mattirolo et al., 1912K, 1953K) und A. Stella (in Franchi & Stella, 1933K; G. Bortolami et al., 1966K) als präwürmzeitlich, von F. Carraro & F. Petrucci (1969K) als mindelzeitlich eingestuft.
Wie in den niederschlagsarmen inneralpinen Seitentälern des südlichen Wallis genügte auch im Aostatal ein einziger Vorstoß nicht zur Schüttung der mächtigen frührezenten Moränen. Das Niederschlagsminimum mit 494 mm/Jahr wurde in St-Marcel S von Nus gemessen. Bei den gewaltigen, aus dem Aostatal ins Piemont ausgetretenen Seitenmoränen dürften daher ebenfalls mehrere Vorstöße von ähnlicher Reichweite beteiligt gewesen sein. Dies wäre neben überschütteten seitlichen und frontalen Schotterfluren durch überschüttete Paläoböden innerhalb der Wälle zu belegen.
A. Zienert (1973) konnte im Moränen-Amphitheater von Ivrea insgesamt mindestens 28 Eisstände unterscheiden. Dabei lassen sich die 15 jungen Randlagen zu 5 Gruppen zusammenfassen. Zwischen den beiden Seiten zeigt sich eine gute Übereinstimmung. Die ganz im N erhaltenen ältesten Wallreste dagegen deuten darauf hin, daß die Zunge damals noch nicht durch Moränen behindert wurde. Mit der Zeit erfolgte – besonders am linken Rand – eine immer stärkere Einengung durch neue Moränen durch Gletscher von der S-Seite der Walliser Alpen. Dadurch wurde der linke Lappen mehr und mehr gegen SE abgedrängt; zugleich verlängerte er sich. Nur ganz an der Front, zwischen Mongrando und Salussola, vermochten die aus dem Gebirge austretenden Gewässer, zusammen mit seitlichen Schmelzwasserausbrüchen, den Gletscherschutt wegzuspülen.
Die an der S-Seite zu Wällen aufgehäuften Moränenmassen aus dem Gran Paradiso dürften bereits primär etwas geringer gewesen, von randlichen Schmelzwässern unterspült und verfrachtet oder vom Eis überfahren und überschüttet worden sein. Über das Alter dieser äußersten Wälle gehen die Ansichten stark auseinander.

Fig. 270 Schmelzwassertal zwischen den beiden hochwürmzeitlichen Maximalwällen des Dora Baltea-Gletschers zwischen Magnano und Zimone E von Ivrea.

Fig. 271 Die Seitenmoräne der Serra E von Ivrea an der Straße Biella–Ivrea.

Die bis 28 km vorgeschobenen Stirnwälle von Candia (Canavese) – Mazzé – Moncrivello mit mehreren Staffeln wurden von Novarese, Franchi und Stella als würmzeitlich betrachtet. Carraro & Petrucci (1969k), Petrucci (in A. Montrasio et al., 1969k) und E. Zanella (in G. Bortolami et al., 1969k) halten sie – aufgrund orangeroter Böden – für rißzeitlich, die davon ausgehende, ebenfalls von derartigen Böden bedeckte Ebene als zugehörige Schotterflur, die wenige km vor dem Po fluvial zerschnitten wird.
N von Ivrea beginnt auf einer Höhe von 940 m die gewaltigste Moräne der Alpen. Sie verläuft von der Croce Serra (853 m) zur Serra (751 m) um den Lago di Viverone. Da der eisüberprägte Amphibolitsporn von Ivrea bereits im Zungenbecken bis auf über 550 m und außerhalb bis auf über 700 m emporreicht, dürfte sie einen Felskern enthalten, der weiter im S von pliozänen Sanden und Tonen abgelöst wird. Doch verbleibt noch immer eine Moränenmächtigkeit von 150–250 m. Beim Talaustritt fällt die Moräne zunächst rasch mit 75‰, dann mit 45‰ ab; später verläuft sie sanfter, mit 25‰, wobei sich einzelne Wälle abzulösen beginnen. Mit einer Höhe von 500 m überragt sie nach gut 15 km das Zungenbecken um 270 m.
Während die äußersten Moränen der Mindel- und der Riß-Eiszeit angehören mögen, scheinen die beckeneinwärts sich aufspaltenden in der Würm-Eiszeit aufgeschüttet worden zu sein. Dabei hat der Dora Baltea-Gletscher bereits früher abgelagertes Material wieder aufgenommen und zu scharfen Graten hochgestaucht. Dazwischen haben sich bald nach außen, bald nach innen durchgebrochene Schmelzwasser-Rinnen gebildet. Frontal spalten sich die Wälle in zahlreiche Reste auf, so daß eine von Abflußrinnen und Toteislöchern durchsetzte Kuppenlandschaft zurückblieb.
Ein nur wenig mächtiger nächster Vorstoß schüttete die Moränen des Monte Chiaro. Im W umschließen mächtige Wälle die beiden Seitenlappen.
Noch im Sesto Calende-Stadium (S. 426f.) umschloß ein internes System mit glazifluvial stark überprägten Formen die Becken der Laghi di Viverone und di Candia, die wohl durch Toteismassen vor späterer Einschotterung bewahrt blieben. Zwischen Strambino und Vestignè erreichte eine 55 m tiefe Bohrung marines Pliozän.
Der im W vom Monte Marzo (2756 m) und vom Monfandi (2820 m) durch die 16 km lange Valle Chiusella gegen SE abgestiegene Gletscher blieb selbständig. Noch in der Würm-Eiszeit wurde er am Ausgang durch den sich fächerartig ausdehnenden Dora Baltea-Gletscher gestaut und gegen W abgedrängt.
Nach einer deutlichen Abschmelzphase wurden in einem letzten Vorstoß die Bollengo-Moränen und ihnen zeitlich entsprechende Wälle abgelagert. Nachher dürfte das Dora Baltea-Eis vor allem Abrutschpakete aus dem Aostatal mitgeführt haben.
Der NE von Ivrea auf einer Höhe von 600 m steil gegen Bollengo und der auf der W-Seite gegen Strambino zielende Wall dürften das Ispra-Melide-Lecco-Stadium bekunden. Carraro & Petrucci (1969k) sehen erst in diesen Wällen die würmzeitliche Eisfront. Der Amphibolitsporn von Ivrea wurde nochmals überschliffen. Beim Abschmelzen bildeten sich in den Felswannen zwischen den drei, durch Mittelmoränen unterteilten Stirnlappen mehrere Seen.
Dann gab das Dora Baltea-Eis das südalpine Vorland frei und schmolz ins Aostatal und seine Seitenäste zurück. Ein Halt ist bei Settimo Vittone angedeutet. Schmelzwässer und Dora Baltea räumten jedoch eine allfällige abgelagerte Stirnmoräne wieder weg.
Im nächstjüngeren Vorstoß vermochte sich der Lys-Gletscher in der Val de Gressoney bei Pont St-Martin noch mit dem Dora Baltea-Gletscher zu vereinigen, so daß dieser bis unterhalb von Carema-Quincinetto vorzurücken vermochte.

Bereits P. KELLER (1931) hat in den Mooren zwischen Varese und Turin eine Reihe von Pollenbohrungen niedergebracht und damit erste Resultate zur spät- und nacheiszeitlichen Waldgeschichte gewonnen. Dabei sind die frühesten Abschnitte bis zur Birken-Zeit offenbar noch in den liegenden Lehmen dokumentiert und von ihm kaum erfaßt worden.

Im Varesotto konnte KELLER im Moor von Brabbia bei Varano (245 m) ein über 6 m langes, fast vollständiges Profil gewinnen.

Aufgrund weiterer Profile in den Stirnbereichen der westlichen Südalpen-Gletscher konnte R. SCHNEIDER (1978) die Vegetationsentwicklung zwischen Lago di Varese – Lago di Biandronno und dem Zungenbecken des Dora Baltea-Gletschers um Ivrea, dem Lago di Viverone und dem L. d'Álice, bis ins Stirngebiet des Dora Riparia-Gletschers, der Torbiera di Trana W von Turin, weiter aufhellen und verfeinern.

Auf einen recht eigenartigen Basisabschnitt mit hohen Nichtbaumpollen-Werten, aber deutlichen Anteilen an wärmeliebenden Gehölzen – Vertretern des Eichenmischwaldes, *Corylus*, *Fagus*, *Abies* und *Picea*, von *Hedera*, die allenfalls aus einem älteren Interstadial aufgearbeitet sein können – spiegelt sich die Klimaentwicklung des Spätglazials wider. Eine Pionierphase mit hohen *Artemisia*- und Gramineen-Werten, mit *Rumex* und Chenopodiaceen, reichlich *Juniperus*, mit *Pinus*, *Betula*, *Salix*, *Hippophaë* und Spuren von *Larix* fällt, aufgrund von ^{14}C-Daten – am Lago di Biandronno 13 290 ± 100 und Álice Superiore 14 200 ± 150 Jahre v. h. – in der höchsten Partie, noch in die Älteste Dryaszeit. Dann nimmt *Betula* stark zu, ebenso *Pinus*, *Salix* und *Hippophaë*. Um Ivrea erreicht auch *Larix* bereits einen kleinen Gipfel, während *Juniperus* stark zurückfällt. Ebenso stellen sich Spuren des Eichenmischwaldes – *Quercus*, *Ulmus*, *Fraxinus*, *Acer*, *Viburnum* – ein. Bei den Nichtbaumpollen herrschen noch immer *Artemisia* und Gramineen vor. Aufgrund der steigenden δ^{18}O-Werte und ^{14}C-Daten – Lago di Biandronno 12 700 ± 100 und Álice Superiore 12 390 ± 160 Jahre v. h. – bekundet dieser Abschnitt das Bölling-Interstadial.

In der folgenden Föhrenzeit – aufgrund von ^{14}C-Daten vom Lago di Biandronno 11 650 ± 110 und von Álice Superiore 11 720 ± 240 und 11 490 ± 150 v. h. im Alleröd – erfolgt eine starke Zunahme von *Pinus* und *Corylus* sowie des Eichenmischwaldes (bis auf 17%). Neben reichlich *Artemisia*, Gramineen und *Rumex* sind *Polypodium vulgare* und *Lilium martagon* – Türkenbund – nachgewiesen.

Dann fällt der Eichenmischwald zurück; *Betula* und *Pinus* steigen an; wiederum ist *Larix* verschiedentlich zugegen. *Juniperus* und *Ephedra* treten wieder auf, ebenso lokal Gramineen und *Artemisia*. Sie deuten – zusammen mit einer reichen Krautpollenflora – auf eine offene Vegetation und auf einen deutlichen Klimarückschlag, der, aufgrund eines ^{14}C-Datums von Álice Superiore von der Basis des Präboreal von 9850 ± 120 v. h., die Jüngere Dryaszeit dokumentiert.

Wie bereits J. L. DE BEAULIEU (1976) in den französischen Westalpen festgestellt hat, konnte R. SCHNEIDER bestätigen, daß sich *Juniperus* gegen S zeitlich immer früher einstellt. Ebenso scheinen S von Ivrea und Turin – allenfalls bereits im Gebiet des Monferrato – Refugien von *Larix* existiert zu haben, in denen die beiden kontinentalsten einheimischen Nadelbäume die Eiszeiten überdauert hätten. Die anspruchsvolleren Gehölze hätten ihre Refugien weiter S, in den Meeralpen und noch südlicher, in Mittel- und S-Italien.

Die Täler zwischen Quincinetto und Chamdepraz in Spätwürm und Holozän

Während all die Seitengletscher von der südlichen Grenzkette des Aostatales im frühen Spätwürm noch Zuschüsse zum Dora Baltea-Gletscher lieferten, stießen sie im nächsten Klimarückschlag abermals bis fast in die Talsohle vor. Besonders deutlich sind bei Hône die stirnnahen Seitenmoränen des aus dem Tal von Champorcher ausgetretenen *Ayasse-Gletschers* ausgebildet. Der Schuttfächer ist wohl als zugehöriger Sanderkegel zu deuten. Ein nächster Stand ist oberhalb von Pont Bozet um 900 m angedeutet. Bei Mellier bekunden mehrere Wälle eine noch im Gschnitz-Stadium erfolgte Vereinigung des Legna-Gletschers vom Monte Marzo mit dem Ayasse-Eis von der Rosa dei Banchi (3164 m) und von der Finestra di Champorcher. Dann zerfiel das Eis in einzelne Zungen, die gegen die Rundhöcker-Gebiete von Champorcher Château, Chardonney und Champlong herabreichten.
Noch im letzten Spätwürm endete der Gletscher von der Rosa dei Banchi im Ayasse-Tal um 1900 m. Während der neuzeitlichen Vorstöße stirnte er auf 2350 m; heute endet er schon auf 2540 m. Der *Chalamy-Gletscher* aus den Talschlüssen zwischen Mont Avic (3006 m) und M. Glacier (3186 m) stieß zunächst bis gegen Chamdepraz, später bis Barbuste vor. Dann wurden die einzelnen Eisarme selbständig, wobei zunächst aber noch immer Eis aus dem Hochgebiet des Grand Lac über den Col de Croix (2287 m) gegen Champorcher-Chardonney hinüberfloß.
Im letzten Spätwürm bildeten die Hochflächen zwischen der Tête des Hommes (2614 m) und dem M. Avic (3006 m) mit ihren Seen ausgedehnte Firngebiete, von denen Eiszungen in die hintersten Taläste abstiegen. Dabei umschlossen stirnnahe Seitenmoränen verschiedene Zungenbecken, in denen sich der Lago la Selva und der L. di Panna erhalten haben. In den frührezenten Vorstößen kalbten Kargletscher in den höchsten Seen, im Grand Lac und im L. Gelé.

Der Lys-Gletscher

Mit dem Abschmelzen des Dora Baltea-Gletschers bis Carema unterhalb von Pont St-Martin wurde sein letzter Zufluß, der von der westlichen Monte Rosa-Gruppe, vom Liskamm, durch die Val de Gressoney abfließende Lys-Gletscher, selbständig. Beim nächsten Vorstoß, im Verrès-Stadium, stirnte er oberhalb von Pont St-Martin. Bei Perloz und weiter taleinwärts, bei der Mündung des Val Nantay, stellen sich erneut stirnnahe Moränenwälle ein.
Der auf ein Abschmelzen folgende Klimarückschlag ließ den Lys-Gletscher wieder gegen Lillianes vorstoßen. Dabei erhielt er von SW, vom Mont Néry und von der Becca Torché, noch Zuschüsse. Auch von SE, vom Mont Roux, vom M. Bechi und vom M. Mars, stiegen Eiszungen gegen Lillianes und Fontainemore ab.
Der nächste auf eine Wärmephase folgende spätwürmzeitliche Vorstoß zeichnet sich erst oberhalb von Gaby ab. Dabei erhielt der Lys-Gletscher Zuschüsse aus den Karen des Corno Valdobbia (2755 m) und des Corno Rosso (2979 m). Von NW mündete als letzter der Biel-Gletscher. Loo- und Niel-Gletscher aus den Karen NE und E von Gaby blieben selbständig. Dabei stieß der Niel-Gletscher, wie der Valbona- und der Stolen-Gletscher aus den Karen des Mont Néry und der Becca Torché, abermals bis fast in die Talsohle vor. Aus den Endlagen dieser Seitengletscher ergibt sich eine klimatische

Fig. 272 Der Lys-Gletscher mit den frührezenten stirnnahen Seitenmoränen (Bildmitte) von Eyola oberhalb von Gressoney-La Trinité.

Schneegrenze von rund 2000 m. Durch die bei Issime und am Ausgang des Biel-Tales geschütteten Sanderkegel wurden die Schmelzwässer des zunächst noch im Becken von Gressoney-St-Jean liegenden Lys-Gletschers zu flachgründigen Seen aufgestaut.
Im hinteren Tal von Gressoney reichte das Lys-Eis zur Zeit der würmzeitlichen Maximalstände bis auf über 2650 m, was Eisüberprägungen E der Bettaforca und am NE-Grat des M. Rothorn belegen. Über Gressoney-la-Trinité stand das Lys-Eis im Konfluenzbereich mit dem Spissen-Gletscher bis auf über 2300 m und an der Mündung mit dem Ciampono-Eis noch bis auf 2250 m. Auch E von St-Jean belegen die überschliffene Felsnase der Pta. Schilten (2180 m), des Colle (2128 m) bei der Mündung der Val di Loo sowie der Felsgrat P. 2159 N der V. Forca hohe Eisstände.
Im ausgehenden Spätwürm endete der Lys-Gletscher bei Castel unterhalb von Gressoney-la-Trinité, wo sich um 1500 m Rundhöcker und Moränen finden. Der Gletscher von der Punta di Ciampono (3233 m) lieferte – wie derjenige vom Corno Vitello (3057 m) – bei einer Schneegrenze von 2400 m noch Eis.
Ein letztes spätwürmzeitliches Stadium wird NE von Gàval durch eine Seitenmoräne angedeutet (Fig. 272). Die Zunge endete auf gut 1700 m, unterhalb des Rundhöckers der Alpe Betta. Eine rechte Ufermoräne läßt sich in dem bei Gàval mündenden Seitental um 2000 m beobachten. In einem noch jüngeren Stand endete der Lys-Gletscher in der Schlucht bei Alpe Cortlys. Bis an deren Eingang, bis unterhalb 2000 m, schob sich eine Zunge in frührezenter Zeit, wohl zu Beginn des 17. Jahrhunderts, da dieses Gebiet heute von einem bis gegen 2200 m ansteigenden Wald bestockt wird. Um 1850 rückte der Gletscher bis rund 2100 m vor (DK XXIII, 1862). 1960 (LK 294) endete er auf 2350 m.

Der von der S-Seite der Gobba di Rollin–Breithorn–Castor-Kette durch die Vallée de Challant-Ayas abfließende Evançon-Gletscher lieferte noch im frühen Spätwürm einen Zuschuß. Nach dem Carema-Quincinotto-Stadium blieb er selbständig.
Beim Vorstoß des Dora Baltea-Gletschers über Montjovet hinaus rückte der Evançon-Gletscher nochmals bis fast an den Talausgang, bis Villa, vor. Auch der Roesa-Gletscher von der Becca Torché (3016 m) stieß nochmals bis in die Schlucht vor, wo er sich SE von Villa mit dem Evançon-Eis vereinigte.
Talaufwärts folgen weitere, durch die stirnnahen Moränenwälle von Vervaz-Tilly-Quincod und von Tollegnaz–Allesaz belegte Stände. Beim Stand von Tilly bekunden von Moräne abgeschnittene Stauschotter mehrere Phasen von Eisrandseen. Im Stand von Tollegnaz vermochte der Evançon-Gletscher noch das Chasten-Eis von der Becca di Vlou (3032) und vom M. Néry (3076 m) aufzunehmen, wobei die Rundhöcker um Graines (Fig. 273) und Arcesaz ein letztesmal überprägt wurden. Dann wurden Graines- und Evançon-Gletscher selbständig.
In der nächsten Kühlphase schob sich der Evançon-Gletscher wieder bis S von Brusson vor. Dabei traf er noch mit dem Messonere-Gletscher aus den Karen des Gebietes des Corno Bussola und der Punta Valfredda zusammen. Auch der Graines-Gletscher stieß erneut bis in die Mündungsschlucht vor.
Beim nächsten Rückzug dürften die Sackungsmassen von Brusson, Extrepiera und Ayas niedergebrochen sein (Fig. 274 und 275). Im folgenden Spätwürm-Rückschlag mündeten Cuneaz- und Chavannes-Gletscher von der Testa Grigia (3315 m) und vom Corno Vitello (3057 m), wie absteigende Moränen belegen, als letzte Zuschüsse in den Evançon-Gletscher, der oberhalb Pilaz und später bei Champoluc auf 1500 m stirnte. Der

Fig. 273 Rundhöcker im Grenzgebiet zwischen Graines- und Evançon-Gletscher mit der Burg Graines aus dem 10. Jahrhundert.

Fig. 274 Brusson auf einem mächtigen Sanderkegel des fast in die Vallée d'Ayas vorgestoßenen Messonere-Gletschers. Über den Transfluenz-Sattel des Col de Joux (links) floß im Hochwürm Evançon-Eis ins Aostatal über. Im Vordergrund mehrere Rundhöcker.

Fig. 275 Die ausgedehnten Sackungsmassen in der Vallée d'Ayas mit Lignod. Im Vordergrund Corbet.

Fornolles-Gletscher vom Corno Bussola (3024 m) und der Messonere-Gletscher von der Punta Valfredda (2944 m) stießen noch bis in die Talsohle bis 1400 m bzw. 1300 m vor; der Graines-Gletscher vom Mont Néry (3076 m) endete unterhalb von 1400 m. Noch im letzten Spätwürm hing eine Zunge bis zur Alpe del Lago di Frudière herab.
Um S. Giacomo/St-Jacques lag die würmzeitliche Eisoberfläche auf über 2300 m, was Rundhöcker SE und SW des Dorfes belegen.
Vorstöße des letzten Spätwürm werden durch die stirnnahen Wälle um S. Giacomo belegt, die aus der Vallone di Verra bis 1650 m und bis 1800 m absteigen. Scharfgratige, frührezente Moränen lassen sich bis 2100 m verfolgen. Um 1850 bildete sich der durch Moränen gestaute Lac Bleu. Um 1890 dürfte der Ghiacciaio Grande di Verra um 2150 m, 1922 um 2170 m und 1952 um 2315 m gestirnt haben (M. Vanni et al., 1954).

Die spätwürmzeitlichen Stände im Aostatal

Rundhöckerfluren von Montjovet über St-Vincent–Châtillon bis Aosta verraten – zusammen mit absteigenden Seitenmoränen – einen nochmals bis über die Schlucht von Montjovet oberhalb von Verrès vorgerückten Dora Baltea-Gletscher. An zahlreichen Stellen lassen sich an Rundhöckern und an Talflanken prachtvolle Gletscherschliffe beobachten, besonders bei den Engnissen bei Montjovet und bei Bard–Donnaz, wo sich auch subglaziäre Schmelzwasserrinnen ausgebildet haben.
Im Aostatal gibt sich das nächste, das Stadium von Nus, neben den N von Nus absteigenden Moränenwällen durch mehrere Stauterrassen N und S von Villefranche zu erkennen, wo von S ein Gletscher vom Mont Emilius (3559 m) und von N ein solcher aus dem Val de St-Barthélemy mündeten. An den Ausgängen des Val Savarenche und der Vallée de Cogne zeichnen sich Eisrandlagen des Dora Baltea-Gletschers um 1000 m und um 900 m, bei Charvensod S von Aosta um 850 m bzw. um 750 m, bei St-Martin auf 700 m und in Quart auf 700 m und um 600 m ab.
N von Aosta mündete das Buthier-Eis, wie stirnnahe Moränen belegen, auf gut 800 m. Nach einem weiteren Rückschmelzen stieß der Dora Baltea-Gletscher erneut bis Aymavilles–Sarre, 6 km oberhalb von Aosta, vor.
Markante Felsbuckel und zu Endmoränen zu verbindende bogenförmige Wälle und Schotterfluren bekunden, daß damals das Eis aus den südlichen Quelltälern der Dora Baltea, aus der Vallée de Cogne, dem Val Savarenche, dem V. de Rhêmes und dem V. Grisenche, nochmals in ein altes Konfluenzbecken bis auf 620 m herab vorstieß.
Diese Höhenlage stimmt gut mit derjenigen von Meiringen überein, wo ebenfalls mehrere Eisströme zum Aare-Gletscher hinzutraten (Bd. 2, S. 439ff.).
A. Zienert (1973) erhält durch eine vereinfachte Schätzung der Schneegrenzendepression – die Hälfte der Vertikaldistanz gegenüber den Zungenenden um 1930 (L. Peretti, 1930, 1931) – für das Stadium von Aymavilles-Sarre 970 m. Dieser hohe Wert dürfte vorab davon herrühren, daß die Schneegrenze im breiten Aostatal schon damals um gut 250 m tiefer lag als in den Gebieten der großen Gebirgsmassen: Mont Blanc, Gran Paradiso und Walliser Alpen. Gleichwohl scheinen sich gegenüber den Ostalpen bei den prähistorischen wie bei den historischen Gletscherständen gewisse Differenzen abzuzeichnen. Zienert sieht den Hauptfaktor vor allem in der größeren Relief-Energie, in der extremen Höhendifferenz zwischen Mont Blanc (4810 m) und der Endlage des Dora Baltea-Gletschers im Würm-Maximum bei Ivrea um 200 m. Dadurch konnten die

Gletscher aus dem Aostatal rasch bis ins Tiefland vorstoßen, was sich auch in größeren Schneegrenzdepressionen ausgewirkt haben muß.
Mit dem Abschmelzen des Eises in die südlichen Quelltäler der Dora Baltea und ins obere Aostatal wurde das eisfrei gewordene Zungenbecken hinter den Endmoränen von Aymavilles–Sarre von glazifluvialen Ablagerungen angefüllt. Bei deren Zerschneidung durch Schmelzwässer bildeten sich bis Villeneuve mächtige Terrassen.
Von der Kette Mont Barbeston–Pta. Tersiva–Mont Emilius (3559 m) stiegen im mittleren Spätwürm Eiszungen noch bis an die Mündungen ins Aostatal. Bei diesem Wiedervorstoß und bei den Abschmelzphasen ergossen sich mächtige Schuttfächer in die Talsohle und drängten die Dora Baltea ganz an den Fuß der S-Hänge. Sie dürften in ihrer Anlage vorab auf katastrophale Ausbrüche von Moränenstauseen zurückzuführen sein. Auch in diesen Seitentälern lassen sich verschiedene jüngere Spätwürm- und zu oberst in den Karen frührezente Stände erkennen.
Ein etwas jüngerer Spätwürm-Stand zeichnet sich in den Seitenmoränenresten bei Derby, SW von Morgex ab. Das von stirnnahen Moränenwällen begrenzte Zungenende dürfte ungefähr auf 820 m gelegen haben. Rhêmes- und Savarenche-Gletscher endeten damals bei Introd, auf 800 m. Ein noch späterer Stand des Dora Baltea-Gletschers ist bei Morgex um 900 m angedeutet. Ihm sind wohl auch die rechten Seitenmoränen auf Arpetta SW von Courmayeur und jene von Arpi SE von Pré St-Didier zuzuordnen. Nach dem Rückzug ergoß sich ein mächtiger Schuttfächer ins Zungenbecken.
Durch den gewaltigen Mur-Schuttfächer von La Salle wurde die Dora Baltea zu einem See aufgestaut. Im ausgehenden Spätwürm und im Holozän erfuhr der Schuttfächerfuß eine bis 15 m tiefe Erosion durch die Dora.
Im nächsten Spätwürm-Interstadial war das Eis in einzelne Talgletscher zerfallen: in die Peradza-, Bardoney-, Valeille-, Heurtyer-, Savarenche-, Rhêmes-, Grisenche-, Rutor-, La Lex Blanche-, Miage- und Brenva- sowie Triolet- und Pré-de-Bar-Gletscher. Viele Seitengletscher dürften im letzten spätwürmzeitlichen Vorstoß den Haupttalgletscher eben noch erreicht haben; dadurch konnte dieser nochmals etwas weiter vorstoßen.
In der Eisrandlage S von Courmayeur-Verrand gibt sich auch im obersten Aostatal ein weiterer spätwürmzeitlicher Stand des *Dora Baltea-Gletschers* mit einem Zungenende oberhalb von Pré St-Didier auf 1050 m zu erkennen.
Zienert nennt diesen dem Stadium von Courmayeur-Verrand entsprechenden Vorstoß Epinel-Stadium, nach Epinel in der Vallée de Cogne, wo sich oberhalb des Dorfes seitliche Eisrandterrassen und eigenartige, an steile Schwemmfächer erinnernde stirnnahe Seitenmoränen erhalten haben. Durch Aufspalten in mehrere hintereinander gelegene Rückzugsstaffeln entstanden kleinere internere Wälle, die oft als markante Endmoränen hintereinander liegen.

Vallée de Cogne, Val Savarenche, V. de Rhêmes, V. Grisenche und V. de la Thuile in Spätwürm und Holozän

Aus der *Vallée de Cogne* stieß der *Grand Eyvia-Gletscher* noch im mittleren Spätwürm bis ins Aostatal vor. Dabei vereinigte er sich zunächst mit dem Dora Baltea-, dem Rhêmes- und dem Savarenche-Gletscher, die erst noch bis Sarre reichten, dann selbständig wurden. Zwischen den Stirnen des Grand Eyvia- und des Dora Baltea-Gletschers bildete sich eine Schotterflur. Später endete der Grand Eyvia-Gletscher in der Mündungs-

Fig. 276 Die stirnnahe Seitenmoräne von Valnontey bekundet einen letzten Spätwürm-Stand. Im Hintergrund Roccia Viva (3650 m) und Becca di Gay (3621 m).

schlucht hinter Aymavilles. Am Ausgang der Vallée de Cogne sind die Eisstände durch stirnnahe Wälle belegt. Eine markante Rückschmelzstaffel zeichnet sich im vorderen Talabschnitt S des Rundhöckers von Pont d'Ael ab. Dann wich das Grand Eyvia-Eis zurück. Jüngere stirnnahe Moränenwälle verraten einen Wiedervorstoß gegen Epinel. Dabei sind auch die Seitengletscher nochmals bis fast in die Talsohle der V. de Cogne vorgestoßen, so von NE, von der Punta Garin (3448 m), und von SW, von der Grívola (3969 m), der Trajoz-Gletscher und die gegen N, gegen Vieyes, abgestiegene Eiszunge. Frührezente Stände zeichnen sich auf gut 2200 m ab. Bis 1952 ist der Trajoz-Gletscher bis auf 2500 m zurückgeschmolzen (M. Vanni et al., 1954).

Im ausgehenden Spätwürm hingen auch von der Pta. Garin (3448 m) Eiszungen bis auf 1500 m bzw. bis auf 1550 m in die Vallée de Cogne herab. Im letzten Spätwürm stirnten sie zwischen 2100 m und 2500 m. In dieser Kältephase stieß der *Heurtyer-Gletscher* aus der Valnontey, unterstützt von zahlreichen Gletscherzungen, erneut bis Valnontey vor, wo er mehrere, von seitlichen Schuttfächern teilweise überschüttete stirnnahe Seitenmoränen beidseits des Tales zurückließ (Fig. 276). Stirnnahe Moränen des *Lauson-Gletschers* verraten ein Zungenende oberhalb des Wasserfalles W über dem Zungenende von Valnontey. Wie zahlreiche Sturzblöcke belegen, dürfte die Lauson-Zunge laufend gegen den darunter stirnenden Heurtyer-Gletscher abgebrochen sein. Nach dessen Abschmelzen staute sich hinter dem sich bildenden Schuttfächer der Lauson-Schmelzwässer ein flacher See, der von den Schuttmassen der Schmelzwässer des Heurtyer-Gletschers allmählich zugeschüttet worden ist. Noch jüngere Stände sind bei Valmianaz und bei Pont de l'Erfaulet angedeutet.

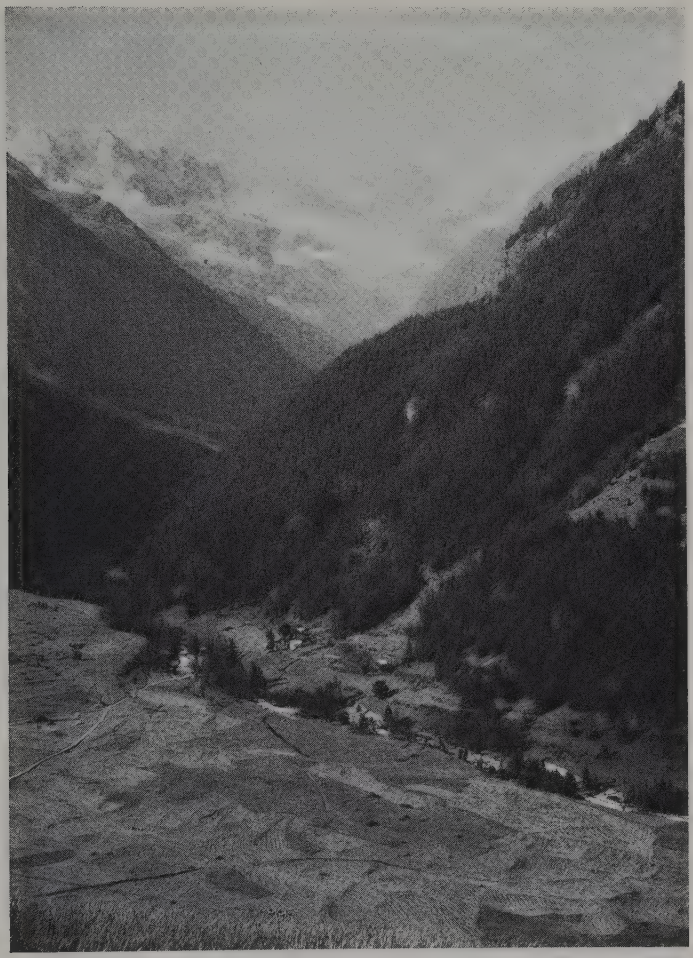


Fig. 277 Die in die Vallée de Cogne mündende Valnontey mit dem von Altläufen zerschnittenen Sanderkegel des Heurtyer-Gletschers. Im Talschluß (von links nach rechts) Roccia Viva (3650 m), die Gipfel des Gran Paradiso-Massivs Punta Ceresola (3777 m), Cta. Gastaldi (3894 m) und Il Roc (4026 m) und die Ghiacciai di Gran Croux und della Tribolazione.

Beim Austritt der Valnontey hatten die Schmelzwässer des Heurtyer-Gletschers den relativ steilen, von Abflußrinnen durchfurchten Schwemmfächer von Cogne geschüttet (Fig. 277), in den sich der Fluß im Laufe des Holozäns, wie Terrassen zu erkennen geben, bis 10 m eingetieft hat.

Zur Zeit der frührezenten Wiedervorstöße hatten sich die Gletscher des Talschlusses, der Ghiacciaio della Tribolazione, der Gh. di Grand Croux und der Gh. di Money, nochmals vereinigt und stießen bis auf 2050 m herab vor. Bis 1952 sind die drei Zungen bis auf 2670 m, 2300 m und 2350 m zurückgeschmolzen. Aufgrund der Gleichgewichtslagen in 3200 m, in 2750 m und in 3000 m Höhe dürfte sich die klimatische Schneegrenze im Gebiet des Gran Paradiso (4061 m) und der Torre del Gran S. Pietro (3692 m) gegenwärtig zwischen 3300 m und 3100 m, im Bereich des Colle di Grand Croux (3315 m) dagegen nur um 2900 m bewegen.

Aus dem Hochtal der Alpe Gran Lauson stieß der Gran Lauson-Gletscher von der Pta. di Garin (3448 m) und von der Pta. Tersiva (3513 m) ebenfalls bis gegen Cogne vor. Letzte Spätwürm-Stände verraten ein nochmaliges Zusammentreffen der beiden Zungen.

Zur Zeit der frührezenten Vorstöße endete der Ghiacciaio del Tessonet auf 2750 m. Bis 1952 ist er bis auf 2900 m zurückgeschmolzen (VANNI et al., 1954).
Zwischen Cogne und Lillaz stellten sich über fast 2 km von der Pta. di Loïe auf Moräne niedergefahrene Bergsturztrümmer ein, die offenbar im Tal der Grand Eyvia durch den noch über Cogne hinaus reichenden Heurtyer-Gletscher gestaut worden waren, so daß sich im V. de Lillaz ein See bildete, der das Trümmergebiet terrassenartig durchschnitt.
SE von Lillaz bildete sich zwischen dem *Valeille-* und dem zunächst ebenfalls noch sich mit ihm vereinigenden *Urtier-Gletscher* eine markante Stauterrasse mit Erratikern und interneren Abschmelzstaffeln. In der Vallée d'Urtier stieß der *Peradza-Gletscher* bis auf die Alpe Crêt, bis auf 1980 m, vor. Ein jüngerer Stand liegt mit breiter Blockstreu auf 2370 m. Damals nahm der *Bardoney-Gletscher* noch das Becken E der Testa Goilles ein.
Noch zur Zeit der frührezenten Wiedervorstöße bedeckte der Ghiacciaio di Peradza die N vorgelagerte Rundhöckerflur bis auf 2700 m.
Während der Valeille-Gletscher zunächst noch bis Champlong, bis 1580 m herab vorstieß, zeichnet sich das jüngere Stadium erst oberhalb des durch Rundhöcker und eine Mündungsschlucht gekennzeichneten Talausgang auf 1840 m ab. Jüngere Stände zeichnen sich im V. di Valeille bei Alpe Valeille und bei der Mündung des V. della Tsissetta ab. ZIENERT sieht im Epinel-Stadium ein Äquivalent des Daun-Stadiums der E-Alpen, im Valnontey- dasjenige des Egesen-Stadiums. H. AESCHLIMANN (schr. Mitt.) betrachtet das Valnontey-Stadium als Daun-Äquivalent.
Markante stirnnahe Seitenmoränen um *Introd* zwischen der Val Savarenche und der V. de Rhêmes verraten, daß Savarenche- und Rhêmes-Gletscher zunächst noch bis in die Mündungsschluchten der Savara und der Dora di Rhêmes vorgestoßen sind. Dann wurden die beiden selbständig.
Im nächsten Stadium endete der *Savarenche-Gletscher* bei Degioz, auf gut 1500 m. Dabei nahm er von SE, vom Herbetet (3778 m) und vom Gran Serz (3552 m) noch Eismassen auf. In einem letzten Spätwürm-Stadium empfing er vom Gran Paradiso (4061 m) noch Laveciau- und Montandeyne-Gletscher. Nach dem Zurückschmelzen des Eises wurde die Stirnregion durch Bergsturzmassen überschüttet. Zugehörige Seitenmoränen haben sich auf Pian Borgino im vorderen Vallone del Nivolet erhalten. Rundhöcker bildeten sich bei Pont, im Konfluenzbereich mit dem V. di Seiva, aus. Hochgelegene Moränen von Seitengletschern und Erratikerzeilen verraten im V. di Seiva kräftige Zuschüsse. Moränen des Glacier du Grand Etrêt sind auf 2070 m angedeutet. Die in der V. Savarenche ausgebildeten Blockgletscher waren schon F. HERMANN (1925) aufgefallen.
Frührezente Vorstöße reichten bis 2300 m herab. 1952 endete der Glacier du Grand Etrêt auf 2414 m (VANNI et al., 1954).
Vom Firnsattel des Colle del Nivolet (2612 m), über dem das Eis aufgrund der Überprägungen einst bis auf 2900 m stand, floß Eis auch gegen S zum Orco-Gletscher ab, das sich in Pont Canavese mit dem Soana-Gletscher vereinigte.
Aufgrund der Waldgrenze in gut 2200 m und der Gleichgewichtslagen der Gletscher liegt heute die klimatische Schneegrenze um den Gran Paradiso auf rund 3100 m.
In der *Val de Rhêmes* schob sich der Glacier de Lavassey – dank seiner Zuschüsse – zunächst bis Proussaz-Creton, bis gegen 1400 m, vor. Noch im Valnontey-Stadium empfing er mehrere Zuschüsse. Zungenenden zeichnen sich um Rhêmes-Notre-Dame ab, wo er den Entrelor-Gletscher aufnahm. Mehrere linke Seitenmoränen bildeten sich oberhalb des Felsriegels von Thumel (HERMANN, 1922).
Frührezente Stände der Glaciers de Lavassey, des Fonds und de Sotses im Talschluß ver-

Fig. 278 Die Rundhöcker NE von Valgrisenche und die Seitenmoräne von Verconay des Grisenche-Gletschers.

raten Wiedervorstöße vom Grat der Pte. de la Galise (3343 m)–Pte. Tsanteleina (3608 m) bis unter 2500 m. Bis 1952 sind diese Gletscher bis 2580 m, bis 2675 m und bis 2745 m zurückgeschmolzen (VANNI et al., 1954).

Am Felsgrat zwischen dem Aostatal und dem bei Leverogne mündenden *Val Grisenche* läßt sich eine Eisüberprägung bis auf 2400 m, eine etwas markantere bis auf 2250 m erkennen. Am Mont de l'Âne reicht die – wohl würmzeitliche – Überprägung bereits bis auf 2500 m. Über Valgrisenche dürfte das Taleis einst bis auf knapp 2600 m gestanden haben; ein tieferes Niveau mit auffälligerer Überprägung reicht bis 2450 m.

Im vorderen Val Grisenche haben sich zwischen eindrücklichen Rundhöckern mehrere Schmelzwasserläufe ausgebildet. Diese sind später teils wieder mit Moräne und Alluvionen eingedeckt worden. Sie liegen heute als Trockentäler vor oder werden von nur unbedeutenden Rinnsalen entwässert.

Stirnnahe Seitenmoränen – wohl des ausgehenden Spätwürm – haben sich bei Verconey E von Valgrisenche ausgebildet. Sie deuten auf ein Zungenende bei Prariond hin. Von W vermochte damals der Morion-Gletscher, der noch um 1850 bis 2400 m herabreichte – heute stirnt er auf 2600 m – in einem Eisfall bis ins Tal vorzustoßen und sich zunächst mit dem Grisenche-Eis zu vereinigen. Noch im letzten Spätwürm fiel seine Zunge bis in die Talsohle ab, was markante Moränenwälle belegen. Der Grisenche-Gletscher stirnte damals zwischen Betthat und Valgrisenche. Dieser Stand gibt sich im stirnnahen Bereich und um den 1956 aufgestauten See von Beauregard durch Seitenmoränenreste des Talgletschers und seiner Zuschüsse zu erkennen.

Bei Valgrisenche haben sich eindrucksvolle Gletscherschliffe und Rundhöcker ausgebildet (Fig. 278) Nach dem Abschmelzen des Eises brachen mehrere Felsstürze nieder.

Ein letztes, wohl bereits holozänes Zungenbecken zeichnet sich im Talschluß um 1900 m ab.

In der hintersten Val Grisenche reichte der Vaudet-Gletscher mit seinen Zuschüssen von der Pte. des Plattes des Chamois (3610 m), von der Aiguille de la Grande Sassière (3751 m) und von der Becca della Traversière (3537 m) noch zur Zeit der frührezenten Hochstände bis gegen die Alpe de Vaudet, bis gegen 2250 m, herab. Bis 1952 ist seine Stirn bis auf 2340 m zurückgeschmolzen (VANNI et al., 1954).

Durch den *Verney/Rutor-Gletscher* erfuhr das Becken von La Thuile eine bedeutende Auskolkung. Der bis zum vorgelagerten Riegel sich auswirkende Stau des von Pré St-Didier eingedrungenen Dora Baltea-Gletschers ließ das Verney/Rutor-Eis nur über Thovex–La Grange–Colle S. Carlo (1971 m), später über den W davon gelegenen Sattel zufließen (Fig. 279).

Zwischen Pré St-Didier und La Thuile haben sich unterhalb von Elevaz grobe, wohl durch Toteis gestaute Gehängeschutt-Brekzien gebildet.

Im ausgehenden Spätwürm stießen der *Verney-Gletscher* aus dem Gebiet um den Petit St-Bernard und der *Rutor-Gletscher* erneut bis La Thuile vor. Dort hinterließen die beiden die Moränen von Golette und Entrèves. Bei Thovex und bei Villaret haben sich Eisrandterrassen erhalten. Nach dem Durchbruch des Stirnmoränenriegels von La Thuile, der im Tal des Rutor kurzfristig einen See aufgestaut hatte, tiefte sich der Rutor im Laufe des Holozäns um rund 20 m ein.

Fig. 279 Der Rutor-Gletscher (von rechts) wurde vom Verney-Gletscher (von links) und besonders vom durch die Talung von La Thuile eingedrungenen Dora Baltea-Eis auf die rechte Talflanke abgedrängt, so daß das Verney/Rutor-Eis nur über die Rundhöcker des Mont du Parc gegen den Colle S. Carlo ansteigend zufließen konnte. Im Hintergrund, N des Aostatales, die Kette der Grande Rochère. Blick von Les Suches SSW von La Thuile.

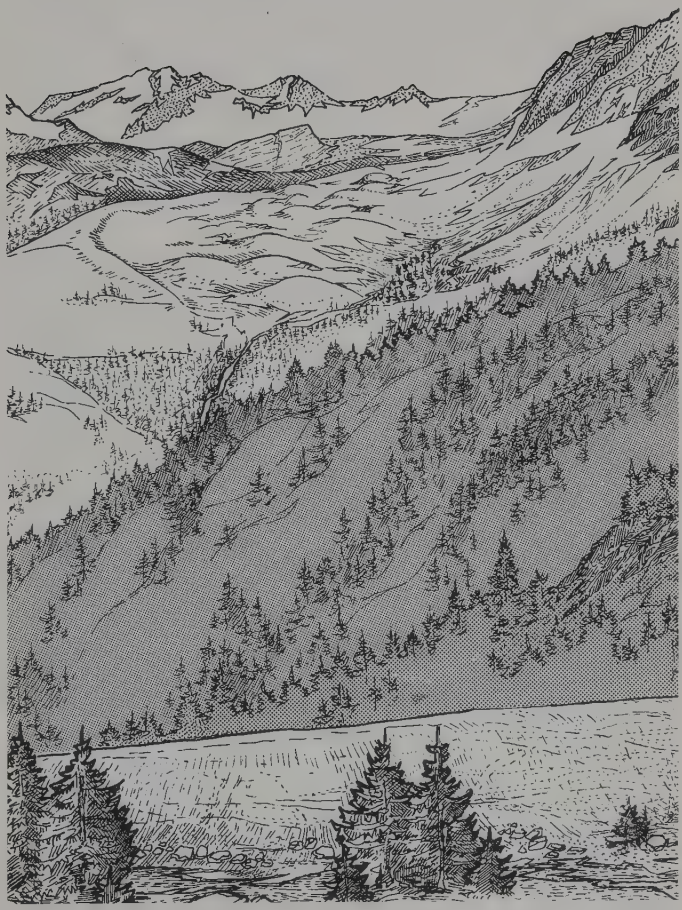


Fig. 280 Die linke Seitenmoräne des Merletan-Gletschers vom Mont Valaisan (2888 m). Im Hintergrund das Rundhöckergebiet unterhalb des Lago del Rutor, dem Rutor-Gletscher mit seinen frührezenten Seitenmoränen und der Rutor-Kette vor den Doravidi (3439 m) zum M. Paramont (3300 m). Zeichnung: U. Eichenberger, Wettswil ZH.

Noch im letzten Spätwürm stürzte der Rutor-Gletscher von der Hochfläche vor der Tête du Rutor (3486 m) in einem gewaltigen Eisfall über die damals ein letztesmal überprägte Rundhöcker-Landschaft unterhalb des Lago del Rutor mit ihren subglaziär ausgekolkten Schmelzwasserrinnen und endete in dem von Rundhöckern und Moränenwällen abgedämmten Becken von La Joux. Dabei erhielt er, wie markante Seitenmoränen belegen (Fig. 280), noch Zuschüsse vom Ussellettes- und vom Lusse- sowie vom Bella Comba-, vom Sozin- und vom Merletan-Gletscher. Von Les Suches, S von La Thuile, hingen Eiszungen von der Hochfläche gegen NE bis auf 1800 m herab.

In den frührezenten Ständen endete der Rutor-Gletscher um 2170 m; heute endet er bei einer klimatischen Schneegrenze um knapp 3000 m um 2500 m, was durch stirnnahe Seitenmoränen und eine ausgedehnte Rundhöckerflur belegt wird. Vanni et al. (1954) geben für das Zungenende von 1952 2523 m an.

Die Gletscher von der Pte. Léchaux (3128 m), von der Pte. des Ouillons und vom M. dei Miravidi (3066 m), die im ausgehenden Spätwürm als Verney-Gletscher nochmals bis La Thuile vordrangen, endeten im letzten Spätwürm um 1750 m bzw. um 1900 m.

Zur Zeit der frührezenten Vorstöße endeten sie als Chavannes- und Breuil-Gletscher um 2600 m bzw. um 2500 m.
NE des Col du Petit St-Bernard liegt der Lac Verney im letztspätwürmzeitlichen Zungenbecken eines Gletschers von der Lancebranlette (2936 m).

Das oberste Aostatal im ausgehenden Spätwürm und Holozän

Im ausgehenden Spätwürm hatten sich die beiden die Eismassen der SE-Seite der Mont Blanc-Kette sammelnden Arme des Dora Baltea-Gletschers aus dem Val Veni und dem valdostanischen V. Ferret vereinigt und stiegen gegen Pré St-Didier ab (S. 549). In der V. Ferret dürfte diesem Stand die Seitenmoräne von Leuché entsprechen.
Mit bodenkundlichen Untersuchungen und historischen Notizen versuchte F. Mayr (1969) die Stände der valdostanischen Mont Blanc-Gletscher zeitlich einzustufen.
Moränen unterhalb von Courmayeur bekunden ein Zungenende um gut 1100 m. Noch im letzten Spätwürm endete ihre gemeinsame Zunge zunächst in einzelnen Staffeln um Courmayeur. Ein rechtsseitiger Uferwall des Ferret-Gletschers verrät dabei eine Zunge auf 1200 m. Dann schmolz die Verbindung von Veni- und Ferret-Eis im untersten Val Ferret durch, und die beiden wurden selbständig.
Das die Hängegletscher sammelnde Eis aus der Val Ferret vermochte das aus der V. Veni nicht mehr zu erreichen, sondern stirnte kurz zuvor bei Meyen, auf 1550 m.
Nach Seiten- und Endlagen unterscheidet H. Aeschlimann (schr. Mitt., 1982) im V. Ferret eine Anzahl von Ständen, die er mit denen im V. Veni zeitlich gleichzusetzen versucht und aufgrund von Berechnungen der Schneegrenz-Depressionen mit den aus den Ostalpen bekannten Ständen korreliert.
Mit den beiden Stirnmoränen von Meyen, dem Stand von Plampincieux bei Aeschlimann, hat die Verbindung mit dem Dora di Veni-Gletscher, den vereinigten Eismassen von Estellette-, Lex Blanche-, Miage- und Brenva-Gletscher, die mit einem Lappen noch bis über La Palud ins Val Ferret eingedrungen waren, endgültig abgerissen. Im La Vachey-Stand – im letzten Spätwürm – hatten sich Frébouze-, Triolet- und Pré-de-Bar-Gletscher zunächst eben noch vereinigt; dann sind sie selbständig geworden.
Der zweistaffelige Ferrache-Stand ist wohl auf größere Felsstürze zurückzuführen, der den Frébouze- und den Triolet/Pré-de-Bar-Gletscher bis in den Talboden vorstoßen ließ, wo sich die beiden beinahe berührt hatten. Im holozänen Fondovalle-Stand mit einem Zungenende nur 400 m außerhalb der Endmoräne von 1820 hatten sich Triolet- und Pré-de-Bar-Gletscher noch vereinigt.
Die historischen Gletscherstände wurden in neuerer Zeit vorab von M. Vanni et al. (1954), R. Beuschel (1958), A. Zienert (1965), Mayr (1969) und Aeschlimann (1982) untersucht. Im ausgehenden Mittelalter erfolgten mit der Neubildung vieler kleiner Gletscher auch bedeutende Vorstöße. Besonders die steilen und jene, die noch über einen gewissen Eisvorrat verfügten, rückten rasch vor.
Ab 1570 erfolgte im valdostanischen Mont Blanc-Gebiet eine Klima-Verschlechterung, die, wie in den südlichen Walliser Tälern (Bd. 1, S. 382), tief ins menschliche Leben eingriff. Im ersten neuzeitlichen Hochstand ist der fossile Wald im Giardino des Miage-Gletschers mit Sand und Glazialton aufgefüllt worden (Fig. 281, 282 und 283), da ein linker Eislappen den Abfluß staute. Als Absterbe-Alter einer Lärche erhielt F. Renner (1982; in Aeschlimann schr. Mitt.) 1639, ein ^{14}C-Datum 250 ± 60 Jahre v. h.

Fig. 281 Der Miage-Gletscher vom Mont Chétif mit den Aiguilles des Glaciers (3816 m) und dem Glacier de la Lex Blanche.
Zwischen den beiden Zungen liegt der Giardino del Miage mit einem fossilen Wald, der beim ersten neuzeitlichen Hochstand um 1640 abgestorben ist. Um 1820 erreichte der Miage-Gletscher seine größte neuzeitliche Ausdehnung.

Im Mont Blanc-Gebiet erreichten die größeren Gletscher bereits zu Beginn des 17. Jahrhunderts ihren Maximalstand. Die Hochstandsperiode hielt bis 1640 an. Dabei wurden die Endmoränen früherer Vorstöße überfahren und die Seitenwälle höher geschüttet.
Einige Seitengletscher stießen erneut bis in die Haupttäler vor und überfuhren Alpweiden. Der Brenva-Gletscher drang gar bis in die Felder der Siedlungen vor (Fig. 284 und 285). Mehrere Gletscher versperrten durch ihre ins Haupttal vorgestoßenen Zungen den Abfluß der Schmelzwässer, so daß es beim Combal/Miage-, Pré-de-Bar/Triolet- und Rutor-Gletscher zur Bildung von Eisstauseen kam, die wiederholt ausbrachen und zu verheerenden Katastrophen führten (Bd. 1. S, 383).
Viele mittlere Gletscher stießen zwischen 1818 und 1820 am weitesten vor. Zwischen 1846 und 1864 entwickelten sich erneut markante Moränen mit steilen Innenseiten.

Fig. 282 Das Anfiteatro del Miage. Alle Wälle sind vorneuzeitlich. Vor den neuzeitlichen Hochständen war der Miage-Gletscher kleiner und der See nicht aufgestaut. Dies belegen 100jährige Lärchen im Seebecken mit einem Absterbealter von 190 ± 60 Jahren v. h. Im Anfiteatro datieren fossile Böden mit Holz-Horizonten Hochstandsphasen vor 690 ± 60 (Mittelalter, Ausbruch des Rutorsees von 1284 (?) und 465 ± 55 Jahren v. h. Photos von Fig. 281–283 und 285: H. Aeschlimann, Zuoz.

Fig. 283 Lago del Miage in der Val Veni (29. Juli 1980), dahinter der Ghiacciaio del Miage. Im Sommer 1980 begann der See bereits am 4. Juli auszulaufen. Im Hintergrund der Col de la Seigne (2516 m).

Fig. 284 Stich des Brenva-Gletschers von JEAN ANTOINE LINCK, um 1790?

Fig. 285 Der Brenva-Gletscher, der W von Entrèves die Val Veni abdämmt.

Nach längerer Abschmelzzeit erfolgten um 1920 letzte, meist bescheidenere Vorstöße. Nur Trajoz-, Brenva-, Triolet- und Pré-de-Bar-Gletscher stießen noch weiter vor und schütteten jüngere Moränen.

Dann folgte die Zeit des jüngsten Eiszerfalles. Vorab in den Talschlüssen verschwanden viele kleinere Gletscher. Seit 1954 hat sich das Rückschmelzen verlangsamt. 1960 und 1963/64 stießen gar einige Gletscher des Gran Paradiso durch Firnschnee im Zungengebiet – wie in jüngster Zeit – wieder etwas vor.

Fig. 286 Der von den Aiguilles des Glaciers und von der Aiguille de la Lex Blanche abgestiegene Glacier de la Lex Blanche um 1790. Damals stirnte er in einem vom Glacier du Miage aufgestauten See, der heute weitgehend zugeschüttet worden ist. Stich: Jean Antoine Linck.

Col de la Seigne im SW und Petit Col Ferret im NE wirken in den W-Alpen – wie der Reschenpaß in den E-Alpen (S. 295) – als Windgassen, in denen sich der Luftaustausch zwischen N und S vollzieht. Diese klimatische Lage soll nach Mayr in der Val Veni und in der italienischen V. Ferret die Waldgrenze – sie liegt dort heute auf 2000 m, in der V. Sapin E von Courmayeur dagegen auf 2200 m – um 200 m herabdrücken, was sich auch in der tiefen Lage – um knapp 3000 m – der Schneegrenze äußert.

Spätwürmzeitliche Stände im Valtournenche, im Val de St-Barthélemy und im Valpelline

Stirnnahe Moränen an den Ausgängen des Valtournenche N von Châtillon, des Val de St-Barthélemy bei Nus und des Valpelline N von Aosta bekunden ein Vorrücken von Marmore-, St-Barthélemy- und Buthier-Gletscher bis ins Haupttal. Im äußeren Stand von Châtillon staute der Marmore-Gletscher die Schmelzwässer des Dora Baltea-Gletschers zu einem See. Dank der Zuschüsse aus dem Gran Paradiso und aus der Mont Emilius-Gruppe sowie des Buthier- und des St-Barthélemy-Gletschers stirnte der Dora Baltea-Gletscher damals bei Nus. Im inneren Stand von Châtillon stießen Marmore-, St-Barthélemy- und Buthier-Gletscher noch bis an die Talausgänge vor.
Im *Valtournenche* dürfte der *Marmore-Gletscher* hernach bis unterhalb von Andey-St-André zurückgeschmolzen sein, was Moränenwälle auf den Sackungsmassen von Torgnon bei Navillod belegen. Ein nächster spätwürmzeitlicher Eisvorstoß reichte – wie aus stirnnahen Seitenmoränenresten hervorgeht – bis unterhalb von Valtournenche, zunächst bis 1300 m, später bis 1350 m. Dabei traf er noch mit dem Tournalin-Gletscher zusammen. Auch aus dem Kessel von Cignana hingen Eiszungen gegen 1400 m, von der S-Seite der Punta Cian (3320 m) und von der E-Seite, aus dem Talschluß von Chamois, bis unter 1600 m herab. Von der rechten Talflanke, von Torgnon, waren bereits im vorangegangenen Interstadial Sackungsmassen niedergefahren.

Fig. 287 Das Becken von Breuil/Cervinia mit den drei Kar-Gletschern auf der S-Seite des Matterhorns, dem Ghiacciaio del Leone, dem Gh. Superiore del Cervino und dem Gh. della Forca, mit ihren markanten, frührezenten und den gegen Breuil absteigenden Moränen des letzten Spätwürms.

Von La Magdaleine, von wo zuvor eine Eiszunge bis zum Marmore-Gletscher vorgestoßen war, hing eine solche noch bis auf 1450 m herab. Bei Antey-St-André staute der bei ihrem Abschmelzen ausgebrochene Mur-Schuttfächer einen See, der durch die Schuttmassen des Marmore verlandet ist. Auch hinter den Schuttfächern oberhalb von Buisson sowie im Zungenbecken von Maen hatten sich kleinere Seen aufgestaut.
Nach den Ständen von Maen und Valtournenche gab das Marmore-Eis die Rundhöcker zwischen Crepin und La Tola frei. In einer letzten spätwürmzeitlichen Kaltphase erfüllte das vom Château des Dames (3488 m), von der Dent d'Hérens, vom Matterhon/M. Cervino (4478 m) und von der Testa Grigia (3480 m) abgeflossene Eis noch das Becken von Breuil/Cervinia und endete um 1600 m.
NE von Breuil dürfte eine Zunge des Cervino-Gletschers noch im Holozän bis 2150 m abgestiegen sein. Frührezente Vorstöße endeten auf 2620 m, beim Ghiacciaio della Forca auf 2420 m. 1952 (M. Vanni et al., 1954) standen die beiden Eiszungen auf 2900 m bzw. auf 2700 m (Fig. 287). Bis 1967 (LK 1347) waren sie bis auf 2920 m bzw. 2790 m zurückgeschmolzen. Der Gh. di Valtournenche stirnte um 1850 auf 2650 m, 1952 auf 2900 m; 1967 kalbte er in einem Moränensee auf 2808 m.
Beim Moränenstand von Nus – im Stand von Rothenbrunnen des Rhein-Gletschers (Bd. 1, S. 377, Bd. 2, S. 245f.) – hatten sich *St-Barthélemy-* und Dora Baltea-Gletscher eben noch vereinigt.
Von S vermochte bei St-Marcel noch ein Gletscher von der Pta. Tessonet (3264 m) zu münden. Im schluchtartig eingetieften Tal von St-Barthélemy konnten sich nur an wenigen Stellen, vorab im untersten Talabschnitt, Wallreste halten, und im mittleren Abschnitt erschweren ausgedehnte Sackungen das Verfolgen von Moränenständen.

Nächstjüngere Wallmoränen zeichnen sich unter- und oberhalb von Lignan sowie auf der rechten Seite des Zuschusses des Chaleby-Gletschers ab. Das Zungenende der beiden sich noch vereinigenden Gletscher dürfte in der Schlucht wenig unterhalb der Mündung der beiden Täler gelegen haben.

Im Talschluß des Val de St-Barthélemy überfuhr das Eis der Becca de Luseney (3504 m) noch im letzten Spätwürm das Gebiet des Lac Luseney und hing zunächst bis gegen 2000 m, später bis gegen 2150 m herab. Auch aus den beiden andern Quelltälern des Chaleby und der Combe Deché hingen Zungen vom Mont Pisonet (3205 m), vom Col de St-Barthélemy und von der Tsaat à l'Etsena (2971 m) erst bis 1900 m, später noch bis 2100 m herab.

Zur Zeit der frührezenten Vorstöße bargen die Kare vom M. Pisonet (3205 m) bis zur Becca de Luseney noch kleine Gletscher. Heute sind selbst die höchsten Kare ausgeapert.

Im jüngeren Spätwürm wurden *Buthier-Eis* aus dem Valpelline und *Artanava-Gletscher* vom Mont Vélan (3731 m), aus den Karen W des Großen St. Bernhard und aus jenen der Kette zwischen Grand Golliat (3238 m) und Mont Fallère (3061 m) eben selbständig.

Im *Valpelline* stieg der *Buthier-Gletscher*, genährt durch steile Hängegletscher aus Hochlagen, im jüngeren Spätwürm über die Rundhöcker NE von Oyace (Fig. 288), Veine und Thoules bis Valpelline, bis auf 900 m herab. Erdpyramiden in Valpelline und Semon bezeugen die Moränen eindrücklich (G. Filippini, 1981).

Der Ollomont-Gletscher stieß ebenfalls wieder bis gegen Valpelline vor, was stirnnahe Moränen und Stauterrassen belegen. Der vom Mont Vélan gegen S abgestiegene Menouve-Gletscher endete bei Etroubles auf 1350 m, der Basasson-Gletscher bei St-Oyen. Der St. Bernhard-Gletscher von den Aiguilles des Sasses (3014 m) und der Artanava-Gletscher vom Grand Golliat und von der Bella Comba (3086 m) stirnten unterhalb von Bosses auf 1370 m. Dabei nahmen sie noch den Citrin-Gletscher auf. Auch der Flassin-Gletscher aus dem Kessel zwischen M. Flassin (2772 m) und M. Fallère stieß bis in die Val d'Artanava, bis auf 1400 m, vor.

In einer späteren Eisrandlage reichte der Buthier-Gletscher noch über Oyace-Veine bis 1600 m. Ein entsprechendes Zungenende ist in der Val d'Ollomont in der stirnnahen Moräne unterhalb von Ollomont um 1200 m angedeutet.

Letzte spätwürmzeitliche Klima-Rückschläge ließen die Gletscher vom Talschluß Mont Brûlé–Tête Blanche–Tête de Valpelline–Dent d'Hérens (4171 m) zunächst nochmals bis ins Becken von Chamen, dann bis unterhalb von Prarayer und später bis Prarayer absteigen.

Auch die Seitengletscher schoben sich im Valpelline und im V. d'Ollomont nochmals fast bis ins Haupttal vor. Markante Stirnwälle liegen je nach Exposition zwischen 1800 m und 2200 m. Jüngere Eisstände zeichnen sich im V. d'Ollomont in der Conca dell'Acqua Bianca auf 2260 m und um 2400 m ab, in der Conca di By stehen sie am Felsriegel auf knapp 2000 m und im Tal von Bereuà auf 1600 m, 1900 m und auf 2000 m. (E. A. Diehl, R. Masson & A. H. Stutz, 1948 K, 1953 K).

Beim Buthier-Gletscher endeten letzte Spätwürm-Stände um 2000, 2020 und 2050 m.

In den frührezenten Klima-Rückschlägen war der Sattel der Fenêtre de Durand (2797 m) noch verfirnt. Eine Eiszunge hing gegen SW bis 2500 m herab.

Um 1850 reichten die Eismassen der Tête de Valpelline und der Dent d'Hérens bis 2130 m herab (DK XXII, 1861); 1967 endeten sie auf 2546 m (LK 1347) bzw. auf 2318 m. 1952 lösten sich vom N-Hang der Becca de Luseney mehrere Millionen m^3 Gestein und Moräne und überschütteten die Alpen von Chamen und Pouillaye NE von Bionaz.

Fig. 288 Die Rundhöcker um Oyace im Valpelline mit dem achteckigen Sarazenen-Turm, der Torre Torrallo.

Die Gletscher von der Mont Gelé–M. Berrio-Kette endeten noch in den frührezenten Höchstständen wenig über 2400 m.
Jüngere Stände zeigen sich im Oberlauf der Artanava, im Tal der Artereva, um 1800 m und um 1850 m; noch jüngere sind am Ausgang der einzelnen Karwannen zwischen 2250 m und 2350 m ausgebildet. In der Comba la Tula haben sich holozäne Blockgletscher und auf 2640 m Endlagen frührezenter Gletschervorstöße erhalten. Bis 1967 schmolz die Zunge des Glacier de Bosses im SE-Kar des Grand Golliat bis auf eine Höhe von 2820 m zurück. Bei einer Gleichgewichtslage um gut 2900 m ergibt sich eine klimatische Schneegrenze um 2950 m.
Im Tal hinauf zum Großen St. Bernhard reichen äußere Moränen bis 1900 m herab. Jüngere Staffeln verraten Zungenenden des letzten Spätwürm auf 2200 m und auf 2250 m.
Über den Großen St. Bernhard erfolgte noch bis ins letzte Spätwürm eine Transfluenz von W, aus den Kargebieten der Pte. de Drône (2950 m) und des Pain de Sucre (2919 m). Eine frührezente Eiszunge hing NW des Passes von der Chenalette (2789 m) bis 2500 m herab. Daraus resultiert für 1850 eine klimatische Schneegrenze um gut 2600 m, während sie heute im Paßgebiet bis gegen 2800 m angestiegen ist.
Katastrophale Überschwemmungen gehen im Aostatal mit Ausbrüchen des Lac du Rutor einher. Ein erster ist bereits von 1284 bekannt (J. M. Henri, 1967; E. Le Roi Ladurie, 1967). Von 1594 bis 1598 brach der See jedes Jahr aus. Dabei war der Rutor-Gletscher so stark vorgestoßen, daß er das Tal des Lac inférieur abdämmte. Weitere Ausbrüche ereigneten sich 1630, 1632, 1640, 1646, 1679, verheerende 1680 und 1751. Ohne Schäden anzurichten entleerte sich der See 1864. Dann schmolz der Gletscher stark zurück und bereits vor 1879 existierte die Eisbarriere nicht mehr (M. Baretti, 1860; F. Sacco, 1879; H. Aeschlimann, schr. Mitt., 1982).

Vegetationsgrenze und klimatische Schneegrenze N von Aosta

Die mit der Höhe rasche Änderung des Vegetationscharakters tritt auf der Alpen-S-Seite besonders im Aostatal markant zutage. Durch den Windgassen-Effekt (S. 560) rücken die Vegetationsgrenzen – etwa von Aosta hinauf zum Großen St. Bernhard und talaufwärts an den Fuß des Mont Blanc – enger zusammen. Während in Settimo Vittone letzte Olivenbäume auftreten, reicht der Weinbau N von Aosta bis 850 m. Früher soll die Rebe um Valpelline bis auf über 1000 m angebaut worden sein. Bis auf 850 m reifen in Roisan Feigen. Die Robinie hat sich bis auf 950 m hinauf ausgebreitet. Kastanien finden sich NE von Gignod bis auf 1050 m, im Aostatal bis an den Schuttfächer von La Salle, Nußbäume an der Straße zum Großen St. Bernhard gar bis 1200 m. Auch im Valpelline, bei Oyace-Veine, steigt der Nußbaum bis 1200 m, S von Ollomont gar bis 1280 m. Die Kirsche endet oberhalb von St-Oyen auf 1420 m, der Laubmischwald auf 1550 m, im Valpelline, hinter Bionaz, gar erst auf 1750 m. Die Waldgrenze liegt auf der S-Seite des Großen St. Bernhard auf 2040 m, im hinteren Valpelline auf 2130 m, die Baumgrenze noch rund 100 m und die Krüppelgrenze um weitere 80–100 m höher.
Während die klimatische Schneegrenze um 1850 am Großen St. Bernhard, aufgrund der Gleichgewichtslage des Petite Chenalette-Gletschers, auf 2570 m lag – heute ist sie auf über 2800 m angestiegen –, ist sie um 1850 im hintersten Valpelline um 2950 m anzunehmen. Heute liegt sie dort auf rund 3150 m. Auf der SE-Seite des Mont Blanc lag sie um 1850 auf 2650 m, heute auf gut 2800 m.
An der Cima di Longhede (2416 m), zwischen dem Val de St-Barthélemy und dem Haupttal, steigt die Waldgrenze bis 2300 m, die Baumgrenze bis 2360 m und die Krüppelgrenze bis gegen 2400 m. Kastanien wachsen N von Nus bis auf 1120 m und Kirschen reifen bei Lignan bis auf 1600 m. Hafer wird bei Venoz bis auf 1750 m angebaut. In der Vallée de Cogne ist noch um 1900 Roggen bis auf 2100 m Höhe gepflanzt worden.

Zur Ur- und Frühgeschichte der Gegend NE von Ivrea und des Aostatales

Vom Lago di Viverone im nordöstlichen Zungenbecken des Dora Baltea-Gletschers sind neolithische Pfahlbauten bekannt. Neuere Untersuchungen (R. Volta, 1955) stammen aus den Mooren an den Seen von Avigliana und von Trana in der Val di Susa W von Turin. Neben reichlich neolithischen und bronzezeitlichen Resten sind auch Hölzer von *Quercus*, *Ulmus*, *Alnus* und *Juniperus* und Knochen von Wildtieren – *Bos primigenius*, *Sus scrofa*, *Cervus elaphus* und *Capreolus* – und von Haustieren *Bos taurus*, *Canis* und *Equus* nachgewiesen. Durch G. Giolitto (1976, 1979) sind Reste von bronzezeitlichen «Pfahlbau»-Dörfern mit Keramik und Fischerei-Gegenständen sowie Tierknochen und -zähnen bekannt geworden. Neue Arbeiten sind von L. Fozzati im Gange. Noch zur Römerzeit war der heute 6 km² große und 60 m tiefe L. di Viverone um über 2 km² größer. Am See, im Gebiet der Serra und im angrenzenden Biellese und Vercellese lebten vor den Römern die Vittimuli, ein ligurischer Stamm in ständigem Kampf mit den Salassern, der Urbevölkerung des Canavese, des Aosta- und des Sesia-Tales (Fig. 289).
Anthropomorphe Stelen, Menhire und das Gräberfeld von St-Martin-de-Corléans in Aosta (Fig. 290), Steinbeile von Montjovet, Verrayes, Excenex (N Aosta) und von Villeneuve, wo ebenfalls Gräber freigelegt worden sind, zeugen von einer neolithischen Besiedlung des Aostatales. Bei St-Pierre ist Keramik vom Typ Chassey gefunden worden.

Fig. 289 Rekonstruktion einer Hütte der Vittimuli nach C. Rolfo (1966).

Kupferzeitliche Steinkistengräber, Keramikscherben und durchbohrte Muscheln konnten in Quart-Vollein, Siedlungsreste bei Leverogne und St-Nicolas geborgen werden.

Fig. 290 Der nördliche Teil des aus dem 3. vorchristlichen Jahrtausend stammenden Megalith-Feldes von St-Martin-de-Corléans in Aosta von E. Aus: F. Mezzena, 1981.

Sicheln und Dolche in Rhêmes-St-Georges belegen bereits zur Bronzezeit ein Vordringen in die Seitentäler (F. Mezzena, 1981).
In vorrömischer Zeit waren sowohl das Haupttal wie auch einige Seitentäler von den Salassern bewohnt, einem keltisch-ligurischen Stamm, der von Viehzucht, Fischfang sowie von der Gold-, Kupfer- und Eisen-Gewinnung lebte. Dieser Stamm hatte auf dem Schuttfächer des Buthier, bei dessen Mündung in die Dora Baltea und an der Gabelung alter Paßwege – nach N über Summus Poeninus, den Großen St. Bernhard (2469 m), und nach W über den ältesten valdostanischen Übergang, die Alpis Graia der Römer, den Kleinen St. Bernhard (2188 m) – eine größere Siedlung errichtet. Eine weitere lag talaufwärts, bei Morgex, dem römischen Moracium, wo sich die Wege über Curtis maior – Courmayeur – zum Cremonis Jugum – Col de la Seigne (2514 m) und über den Paß von S. Carlo nach La Thuile und weiter zum Kleinen St. Bernhard teilten. Leider sind von dieser keltischen Urbevölkerung neben dem Megalith-Denkmal, dem Cromlech, auf dem Kleinen St. Bernhard kaum Überreste bekannt.
Am Engnis von Montjovet standen einst salassische und später römische Wachttürme. Nach langwierigen Kämpfen wurden die Salasser – nachdem kurz zuvor, um 27 v. Chr., auch das ursprünglich keltische Augusta Taurinorum – Turin – eine römische Kolonie geworden war – von den kaiserlichen Legionen besiegt und 24 v. Chr. unterworfen; ihre bis 1158 v. Chr. zurückgehende Hauptstadt Cordelia wurde nach über 100jähriger Belagerung zerstört. Viele Salasser vermochten in die bewaldeten und von schwer zugänglichen Mündungsschluchten geschützten Seitentäler zu fliehen und sich dort zu behaupten (I. Cossard, 1955; A. M. Cavallaro, 1981).
Mit der Auflösung des befestigten Lagers gründeten die Römer innerhalb der es rechteckig umgebenden und von Türmen bewehrten Ringmauer das 727×574 m große Augusta Praetoria Salassorum – das heutige Aosta – mit Tempel, Forum, Theater (Fig. 291), Amphitheater und Augustus-Bogen, unterirdischen Gängen, der Therme und Bauten mit Mosaiken. Statuen und Stelen mit Inschriften, zahlreichen Münzen, Schmuck und Gläser zeugen von einem reichen Leben (R. Mollo-Mezzena, 1981). Außerhalb der römischen Stadtmauern wurden umfangreiche Gräberfelder freigelegt (M. Orlandoni, 1981).
Aus der Vallée de Cogne führten die Römer in einem kühnen Aquädukt, von dem Reste sowie das Brückenstück über die Grand Eyvia bei Pont d'Ael noch erhalten sind, Trinkwasser in die Stadt. Die bestehenden Wege bauten sie zu fahrbaren Straßen aus.
Von Ivrea, dem römischen Eporedia, führte die Talstraße über Settimo Vittone, einem Militärposten, weiter über Vitricium (Verrès) nach Aosta. Dort zweigte eine Paßstraße über den Mons Jovis nach Octodurus – Martigny – und weiter an den Lacus Lemannus ab (Bd. 2, S. 647; Bd. 3, S. 569). Talaufwärts stieg die Straße von Aosta über Arebrigium (Arvier) nach Pré St-Didier an. Die dortigen Thermen sowie die Mineralwässer und Erzvorkommen – silberhaltige Bleiminen – von Auro fondinae – Culmen maius (Courmayeur) nutzten sie – wie schon die Salasser. Über Ariolica (La Thuile) führte die Paßstraße von Pré St-Didier weiter hinauf zur Columna Jovis, dem Kleinen St. Bernhard, nach Axima (Aima) und Darentesia – Moûtiers-en Tarentaise (Bd. 2, S. 648). Von diesen römischen Verbindungswegen sind noch verschiedene Abschnitte und mehrere Brücken erhalten: der in Fels gehauene Steinbogen oberhalb von Donnaz, Straßenstücke unter- und oberhalb von St-Rhémy sowie beidseits der Paßhöhe, die Brücken von Pont St-Martin – ad pontem Heliae (R. Chevallier, 1972) – und über die Lesa – Lys – bei St-Vincent. Die Brücke in Châtillon über den Marmore wurde 1691 von den Franzosen gesprengt. Weitere Brücken führten bei Aosta über den Mündungslauf des Buthier, der

Fig. 291 Von der 22 m hohen Kulisse des römischen Theaters von Aosta sind nur die Fundamentmauern erhalten gewesen. In die rekonstruierte S-Fassade des Zuschauerraumes, der rund 3500 Plätze bot, waren im Halbrund die Ränge eingepaßt, von denen die ersten Stufen erhalten sind. Da das Theater in flachem Talboden lag, konnten nicht umgebende Berghänge als Unterbau des Zuschauerraumes genutzt werden, so daß dieser aus Mauern und Gewölben gebaut werden mußte.
Nach einer Photo von H. Hübler, München.

Aus: L. Pauli, 1980.

bei der Flut von 1449 abgelenkt wurde, und in Leverogne über die Dora di Valgrisenche. Ein weit weniger bedeutender Übergang in die Tarentaise bestand von Courmayeur über Cremonis Jugum, den Col de la Seigne (2516 m).
Eine weitere römische Siedlung ist von St-Christophe E von Aosta bekannt geworden. Trotz wiederholter feindlicher Verwüstung vermochte sich Aosta dank seiner Verkehrslage auch nach der Römerzeit zu behaupten. Schon 364 amtete hier mit St-Eustase ein erster Bischof (M. J. Henry, 1929, 1967). Damals war das Christentum in die Seitentäler vorgedrungen. In der 2. Hälfte des 4. Jahrhunderts bestand eine Gemeinde in Valpelline – Vallis Penninae; 580 wurde eine Pfarrei gegründet. Um 800 hatte sich jene von Roisan von ihr getrennt. Die Alp Prarayer im Talschluß gehört seit 1100 dem Kollegium St-Bénin in Aosta. In Bionaz wurde 1614 eine erste Kirche erbaut. Alte hohe Pässe führten aus dem Valpelline hinüber ins Wallis: über die Fenêtre de Durand (2797 m) ins Val de Bagnes und über Prarayer und den Cal Collon (3117 m) nach Evolène im Val d'Hérens. Aus dem Valpelline führten Übergänge über den Col St-Barthélemy (2645 m) und C. Lioournea (2858 m) nach St-Barthélemy, dessen Kirche ins 12. Jahrhundert zurückreicht.
In Aosta bezeugen alte Krypten der Kathedrale und des Klosters Sant'Orso, dessen älteste Teile bis ins 5. Jahrhundert zurückreichen, den Übergang vom kaiserlichen zum christlichen Augusta Praetoria. Nach dem Zerfall des römischen Reiches beherrschten abwechselnd Goten, Langobarden, Franken und Sarazenen das Aostatal. Diese sind bis in die entlegensten Täler vorgedrungen. So soll das älteste Kastell mit dem achteckigen Turm, die Torre Torrallo, bei Oyace im Valpelline bis in jene Zeit, bis ins 10. Jahrhundert, zurückreichen. Eine Casa forte wurde in Valpelline um 1100 erbaut (M.-J. Henry, 1925; A. Zanotto, 1968, 1975, 1980).
Champoluc = Locus Campi im hinteren Val d'Ayas war schon zur Römerzeit besiedelt. Ayas wird bereits 516 erwähnt. Bei Verrès wurde 925 das Kloster St-Gilles gegründet. Neben den bis ins 11. Jahrhundert zurückgehenden romanischen Kirchen von Arnaz, N von Bard, und von Pré St-Didier bekunden vom frühen 10. bis ins 15. Jahrhundert auf Rundhöckern errichtete Burgen und mittelalterliche Borghi – Wehrdörfer –, daß das Tal schon früh dicht besiedelt und das Land in Kultur genommen war (Henry, 1967; A. Zanotto, 1968, 1980; H. Suter-Haug & A. Flury, 1974). Ebenso war der Mensch schon vor dem 10. Jahrhundert vermehrt in die Seitentäler vorgedrungen. In St-Jacques datieren die ältesten Häuser aus dem 12. Jahrhundert.
Ebenso reichen Burgen weit zurück: Champorcher stammt von 1242, Ayas von 1263; die Burg von Perloz am Eingang ins Tal von Gressoney wurde später zu einem Glockenturm umgebaut. Zwischen den Mündungsschluchten der Savara und der Dora di Rhêmes liegt auf einem Rundhöcker das 1260 erbaute Kastell von Introd, auf einem Felssporn zwischen tief eingeschnittenen Schluchten in der unteren Valgrisenche die Ruine von Montmayeur, deren Turm bis ins 12. Jahrhundert zurückreicht (G. Giacosa, 1897, 1962; Zanotto, 1975). Die Kirchtürme von Valgrisenche und von Courmayeur stammen von 1392; die erste Kirche in der Val de Rhêmes datiert von 1439.
Um Issime im unteren Tal von Gressoney sowie im Tal von Ayas und im hinteren Abschnitt des Valtournenche erfolgte die Besiedlung im 11. und 12. Jahrhundert von N her durch ausgewanderte Walser, die aus den Vispertälern über hohe Pässe nach S vorgestoßen sind (P. Zinsli, 1970). Dies spiegelt sich besonders um Gressoney neben der Sprache auch in Flur- und Bergnamen wider: Bettaforca, Rothorn, Hoggen Stein, Eselboden, Spilmansberg, Loamatten, Eisterhus, Axelboden, Sitten (LK 294). Talabwärts drangen die Walser bis Gaby (von dt. Gabel) vor, was auch weitere Ortsnamen –

Weißmatten, Mittelkreiz und Weiß Weib – belegen. Das untere Tal war von Salassern und später von Römern besiedelt, die bis Issime – Axima Salassorum – vorstießen.
Um Weg zu sparen, wurden sommersüber auch recht hohe Schneepässe begangen: neben dem Monte Moro-Paß (2868 m) das Lisjoch (4143 m), vor allem der Theodul (3317 m), sowie Col d'Hérens (3462 m), Col Collon, Fenêtre de Durand und Col de Ferret. Auf dem Theodul wurden neben römischen Münzen auch Lavez-Topfkerne, Lanzenspitzen und Maultier-Beschläge gefunden (H. Kinzl, 1932; W. Schneebeli, 1976; Bd. 1, S. 382).
Dank der Vorkommen von Eisenerzen war die Vallée de Cogne von den vier SW von Aosta sich öffnenden Seitentälern des Gran Paradiso am frühesten dichter besiedelt. Das Castello Reale in Cogne geht aufs späte 12. Jahrhundert zurück. Eine Kirche wurde 1206 geweiht. Im 13. Jahrhundert entstanden in Cogne und Crétaz erste Case forti. Die Ausbeute der Magnetit- und (Monazit-)Erze, die 1979 vorübergehend eingestellt worden ist, reicht bis in vorgeschichtliche Zeit zurück. Mit dem damals noch im Tal verhütteten Erz unterhielten die Bewohner seit Jahrhunderten Handelsbeziehungen über hohe Pässe mit dem reichen Canavese, über die Schneepässe von Bardomey (2833 m) und Arietta (2939 m) sowie über die Bocchetta di Scaletta (2850 m) und die Valle di Soana zum Orco, über die Finestra di Champorcher (2838 m) und durchs Val de Champorcher ins unterste Aosta. Über all diese Pässe wurden Saumwege angelegt, einerseits wegen der schweren Zugänglichkeit durch die Schluchtabschnitte der Grand Eyvia ins Aostatal, anderseits wegen den viel kürzeren Distanzen zu den Absatzmärkten. Diese alten Verbindungen äußern sich in der Vallée de Cogne neben der Sprache auch im Brauchtum. Von Champorcher führen alte Übergänge über den Colle Larissa (2584 m) und über den C. Santanel (2464 m) nach Pianprato und weiter durch die Val Soana ins Canavese.

Der Große St. Bernhard

Wie der Kleine so gehört auch der Große St. Bernhard zu den ältesten und berühmtesten Übergängen in den Westalpen. Bronzene Äxte und ein Dolch, die bei Liddes gefunden worden sind, belegen eine bis in die Bronzezeit zurückreichende Begehung. Übereinstimmende Kulturen im Unterwallis und im Aostatal deuten auf einen intensiven Güteraustausch. Keltische Münzen aus dem 4. Jahrhundert bezeugen ein Vordringen der Gallier über den Paß gegen S. Zahlreich sind besonders die Funde aus römischer Zeit: Broschen, Fibeln, Lampen, Keramik, zahlreiche Münzen und Waffen, Spielsteine und Inschriften. Unter Kaiser Augustus wurde 12 v. Chr. der alte Salasser Weg über Eudracinum bei St-Rhémy zur Straße ausgebaut und 47 n. Chr. gar gepflästert.
Mit dem Zerfall des Römerreiches verfielen die Unterkunftsgebäude auf dem Paß; doch bot dieser, neben dem Warenaustausch, kriegerischen Scharen weiterhin Durchzug.
1032 kam das Aostatal unter die Gerichtsbarkeit Savoyens. Mehrere Türme in Aosta belegen das jeweilige Wiederaufblühen nach zerstörerischen Streifzügen der Barbaren.
Nach einem Kreuzzug gelang es Bernhard, Archidiakon von Aosta, das Land von den Sarazenen zu befreien. Auf dem Mons Jovis ließ dieser bei den Ruinen des römischen Tempels vor 1049 ein Asyl für Pilger errichten. In der frühen Neuzeit vermochte dieses dem Verkehr nicht mehr zu genügen und wurde 1563 durch ein Hospiz und 1686 durch ein neues mit Klosterkirche abgelöst. Der Anstieg von Aosta zum Großen St. Bernhard wurde durch die Türme von Gignod und von Etroubles, jener hinauf zum Kleinen St. Bernhard durch die Burg von La Thuile gesichert.

Höchste Standorte von Alpenpflanzen am Monte Rosa

Auf der S- und E-Seite des Monte Rosa erreicht eine Reihe nivaler Hochgebirgspflanzen ihre höchsten Standorte (L. VACCARI, 1940). Sie zeigen, daß selbst in den kurzen Sommern der Eiszeiten an schneefreien Graten und in Nischen Pflanzen überdauern konnten.

Pflanze		bis m Vorkommen
Ranunculus glacialis L.	Gletscher-Hahnenfuß	3630 Naso del Liskamm
Cardamine resedifolia L.	Resedablättr. Schaumkraut	3630 Naso
Silene exscapa ALL.	Stengelloses Leimkraut	3700 Naso
Minuartia herniaroides (RION) HESS, LANDOLT & HIRZEL	Bewimperte Polster-Miere	3700 Naso
Minuartia sedoides (L.) HIERN	Zwerg-Miere	3823 Punta Vincent
Lotus alpinus (DC.) SCHL.	Alpen-Schotenklee	3320 Naso
Geum montanum L.	Berg-Nelkenwurz	3500 Antener-Hertz-H.
Sibbaldia procumbens L.	Gelbling	3320 Naso
Alchemilla pentaphyllea L.	Fünfblättriger Frauenmantel	3200 Naso
Sedum alpestre VILL.	Alpen-Mauerpfeffer	3500 Antener-Hertz-H.
Saxifraga retusa GOUAN	Gestutzter Steinbrech	3500 Antener-Hertz-H.
Saxifraga stellaris L.	Stern-Steinbrech	3320 Antener-Hertz-H.
Saxifraga moschata WULFEN	Moschus-Steinbrech	3700 Naso
Gnaphalium supinum L.	Zwerg-Ruhrkraut	3700 Naso
Chrysanthemum minimum VILL.	Zwerg-Margerite	3700 Naso
Senecio uniflorus ALL.	Einköpfiges Kreuzkraut	3700 Naso
Cirsium spinosissimum (L.) SCOP.	Stachelige Kratzdistel	3200 Naso
Leontodon pyrenaicus GOUAN	Pyrenäen-Löwenzahn	3200 Naso
Taraxacum alpinum (HOPPE) HEGETSCH.	Alpen-Pfaffenröhrlein	3320 Naso
Phyteuma globulariifolium STERNB. et HOPPE	Armblütige Rapunzel	3700 Naso
Phyteuma humile SCHL.	Niedrige Rapunzel	3618 Weißtor
Vaccinium myrtillus L.	Heidelbeere	3200 Naso
Vaccinium uliginosum L.	Echte Moorbeere	3630 Naso
Eritrichium nanum SCHRAD.	Himmelsherold	3700 Naso
Gentiana bavarica L.	Bayrischer Enzian	3630 Naso
Veronica alpina L.	Alpen-Ehrenpreis	3500 Antener-Hertz-H.
Veronica bellidoides L.	Rosetten-Ehrenpreis	3200 Naso
Thymus glabrescens WILLD.	Österreichischer Thymian	3320 Naso
Androsace vandellii (TURRA) CHIOV.	Vandells Mannsschild	3500 Antener-Hertz-H.
Primula hirsuta ALL.	Behaarte Schlüsselblume	3700 Naso
Salix herbacea L.	Kraut-Weide	3400 Weißtor
Salix serpyllifolia SCOP.	Quendelblättrige Weide	3200 Naso
Luzula spicata (L.) DC.	Ährenförmige Hainsimse	3700 Naso
Luzula spadicea (ALL.) DC.	Braunblütige Hainsimse	3320 Naso
Carex curvula ALL.	Krumm-Segge	3400 Weißtor
Elyna myosuroides (VILL.) FRITSCH	Mäuseschw. Nacktriedbinse	3400 Weißtor
Agrostis alpina SCOP.	Alpen-Wildhalm	3630 Naso
Poa laxa HAENKE	Schlaffes Rispengras	3700 Naso
Poa alpina L.	Alpen-Rispengras	3500 Antener-Hertz-H.
Festuca pumila CHAIX	Niedriger Schwingel	3330 Theodulpaß
Festuca duriscula POLLICH	Harter Schwingel	3200 Naso
Juniperus nana WILLD.	Zwerg-Wacholder	3570 Naso
Polypodium vulgare L.	Tüpfelfarn	3200 Naso

Die von VACCARI aufgestellte Liste wurde nach H. E. HESS, E. LANDOLT & R. HIRZEL (1967, 1970, 1972) wiedergegeben.

Einige Flechten – *Cetraria*, *Lecanora*, *Gyrophora*, *Parmelia* und *Rhizocarpon* – finden sich noch zwischen 4560 m und 4630 m und das Laubmoos *Grimmia* gar auf der 4634 m hohen Dufourspitze (V. GIACOMI & L. FENAROLI, 1958; S. STEFENELLI, 1979).

Fig. 292 Liskamm (4527 m) mit dem schräg abfallenden Felsgrat des Naso (links) und der Pyramide Vincent (4315 m) von Gressoney-la-Trinité.

Zitierte Literatur

Aeschlimann, H. (1983): Gletschergeschichte im italienischen Mont Blanc-Gebiet: Val Veni–Val Ferret–Ruitor – In Vorber.

Amstutz, A. (1962): Notice pour une carte géologique de la Vallée de Cogne et de quelques autres espaces au Sud d'Aoste – Arch. Genève, *15/1*.

Balista, F. (1981): Breve profilo paleomorfologico della conca di Aosta – In: Pollicini, A., ed.

Beaulieu, I. L. de (1976): Contribution pollenanalytique à l'histoire tardiglaciaire et holocène de la végétation des Alpes méridionales françaises – Diss. Marseille.

Beuschel, R. (1958): Ricerche lichenometriche sulle morene del gruppo del Gran Paradiso – N. G. bot. ital., *65*.

Bortolami, G., et al. (1966k): Fo. 43 Biella – CG Italia 1:100000 – SG Italia.

Carraro, F., & Petrucci, F. (1969k): Carte géologique de la Plaine du Piémont, 1:400000e Gr. Ric. Probl. G Reg. Alpino – Padana.

–, Medioli, F., & Petrucci, F. (1975): Geomorphological study of the Morainic Amphitheatre of Ivrea, Northern Italy – In: Suggate, R. P., et al. (eds.): Quaternary Studies – Roy. Soc. New Zealand – Wellington.

Cavallaro, A. M. (1981): Romani e Salassi. Dall'intervento di Appio Claudio (143 a. C.) alla fondazione di Augusta Praetoria (25 a. C.) – In: Pollicini, A., ed.

Chevallier, R. (1972): Les voies romaines – Paris.

Cossard, I. (1955): Histoire et Géographie de la Vallée d'Aoste – Aoste – 3e ed.

Dal Piaz, G. B. (1928k): Carta geologica della catena Grand Nomenon–Grívola–Herbetet – Mem. I. G U. Padova, *7*.

Diel, E. A., Masson, R., & Stutz, A. H. (1948k, 1953k): Carta geologico-petrografica della Valpellina inferiore e della Valle d'Ollomont – In: Contributi alla conoscenza del ricoprimento Dent Blanche – Mem. I. G U. Padova, *17* (1951–52), als Diss. 1948.

Filippini, G. (1981): Valpelline – Storia, tradizioni, bellezze naturali, passeggiate ed escursioni – Aosta.

Fini, F. (1979): Il Monte Rosa – Bologna.

Franchi, S. (1919): Alcuni dati sul ghiacciaio würmiano della Valle Sesia – B. SG Italia, *38*.

Franchi, S., & Stella, A. (1912k): Fo. 27 Mte. Bianco – CG Italia 1:100000 – R. Uff. G Italia.

– & – (1933k): Fo. 43 Biella – CG Italia 1:100000 – SG Italia.

Gabert, P. (1962): Les Plaines occidentales du Pô et leurs piedmonts – Gap.

Gastaldi, B., & Martins, Ch. (1850): Essai sur les terrains superficiels de la vallée du Po, environs de Turin, comparés à ceux de la plaine suisse – B. SG France, (2) *7*.

Gerlach, G. (1883): Die penninischen Alpen – Beitr., *27*.

Giacomini, V., & Fenaroli, L. (1958): La Flora – In: Conosci l'Italia – TCI – Milano.

Giacosa, G. (1897, 1962): Castelli Valdostani e Canavesani – Torino; rist. 1962.
Giolitto, G. (1976): Ritrovamenti di materiale preistorico nel Lago di Viverone – Ann. Benacensi (1976).
– (1979): I villaggi «palafitticoli» dell'età del Bronzo sommersi nel Lago di Viverone – B. Et. préhist. alp., *10* – Torino.
Henry, M.-J. (1925): Guide de Valpelline – Aoste.
– (1929): Histoire populaire religieuse et civile de la Vallée d'Aoste – Aoste.
– (1967): Histoire de la Vallée d'Aoste – Aoste.
Hermann, F. (1922): Sulla geologia della Valle di Rhêmes – B. SG Italia, *16*.
– (1925): I Rockglaciers della Valsavarenche – Riv. SN Italia, *16*.
Hess, H. E., Landolt, E., & Hirzel, R. (1967, 1970, 1972): Flora der Schweiz – Basel.
Keller, P. (1931): Die postglaziale Entwicklungsgeschichte der Wälder von Norditalien – Veröff. Rübel, *9*.
Kinzl, H. (1932): Die größten nacheiszeitlichen Gletschervorstöße in den Schweizer Alpen und in der Mont Blanc-Gruppe – Z. Glkde., *20*/4–5.
Marco, C. (1892): Studio geologico dell'anfiteatro morenico d'Ivrea – Torino.
Mattirolo, E., et al. (1910k, 1959k): Fo. 41 Gran Paradiso – CG Italia 1:100000 – R. Uff. G Italia; rist. 1959.
– (1912ka, 1953k): Fo. 29 Mte. Rosa – CG Italia 1:100000 – SG Italia; rist. 1953.
– (1912kb, 1959k a): Fo. 28 Aosta – CG Italia 1:100000 – SG Italia; rist. 1959.
– (1912kc, 1959k b): Fo. 27 M. Bianco – CG Italia 1:100000 – SG Italia; rist. 1959.
Mayr, F. (1969): Die postglazialen Gletscherschwankungen des Mont Blanc-Gebietes – Z. Geomorph., Suppl. *8*.
Mezzena, F. (1981): La Valle d'Aosta nella preistoria e nelle protostoria – In: Pollicini, A., ed.
Mollo Mezzena, R. (1981): Augusta Praetoria ed il suo territorio – In: Pollicini, A.. ed.
Montrasio, A., et al. (1969k): Fo. 42 Ivrea – CG Italia 1:100000 – SG Italia.
Orlandoni, M. (1981): Le monete – In: Pollicini, A., ed.
Pauli, L. (1980): Die Alpen in Frühzeit und Mittelalter – Die archäologische Entdeckung einer Kulturlandschaft – München.
Penck, A. (1909): In: Penck & Brückner, E. (1909): Die Alpen im Eiszeitalter – Leipzig.
Peretti, L. 1930): I ghiacciai del versante meridionale del gruppo del Gran Paradiso – B. Com. glac. ital., *10*.
– (1931): Il limite climatico delle nevi permanenti nelle Alpi Occidentali italiane – B. Com. glac. ital., *11*.
– (1937): Morfologia glaciale nella valle della Dora di Verney (Alta Valle d'Aosta) – B. Com. glac. ital., *17*.
Petrucci, F. (1970): Rilevamento morfologico dell'Anfiteatro morenico di Rivoli-Avigliana (Prov. Torino) – Mem. SISN Milano, *18*/3.
Pollicini, A., ed. (1981): Archeologia in Valle d'Aosta dal Neolitico alla Caduta dell'Impero Romano 3500 a. C. – V sec. d. C. – Quart, Aosta.
Rolfo, C. (1966): Vittimula – Vidence storiche di un grande popolo estinto – Biella.
Sacco, F. (1888): I terreni tertiari e quaternari del Biellese – Torino.
– (1921): Il glacialismo nelle Valli Grisanche, Rhêmes, Savaranche – Universo, *2*/11–12 – Firenze.
– (1927): Il glacialismo nella Valle d'Aosta – Min. Lav. pubbl. Uff. idrogr. Po – Torino.
– (1929): I grandi laghi postglaciali di Rivoli e di Ivrea – Universo, *9*/2 (1928).
– (1934): Il Quaternario nella catena del Monte Bianco – Mem. Accad. Sci. Torino, *70*/2.
– (1938): Il glacialismo piemontese (Valle d'Aosta) – Universo, *19*.
– (1939a): Il Quaternario nell'alta Valle di Rhêmes – Atti Accad. Sci. Torino, *74*.
– (1939b): Il Quaternario nel gruppo del Gran Paradiso – B. Uff. G Italia, *64*.
Schneebeli, W. (1976): Untersuchungen von Gletscherschwankungen im Val de Bagnes – Alpen, *52*/3–4.
Schneider, R. E. (1978): Pollenanalytische Untersuchungen zur Kenntnis der spät- und postglazialen Vegetationsgeschichte am Südrand der Alpen zwischen Turin und Varese (Italien) – Bot. Jb. Syst., *100*/1.
Steffenelli, S. (1979): La vegetazione del Monte Rosa – In: Fini, F.
Studer, B. (1840): Notices sur quelques phénomènes de l'époque diluvienne – B. SG France, (1) *11*.
Suter-Haug, H., & Flury, A. (1974k): Burgenkarte der Schweiz, Bl. 3 – L+T, Wabern BE.
Vaccari, L. (1940): Contributo alla flora del Naso, isola rocciosa fra i ghiacciai del Monte Rosa – Ann. Lab. Chanousia, *4* – Torino.
Vanni, M., Origlia, C., & Gemini, F. de (1954): I ghiacciai della Valle d'Aosta – B. Com. glac. ital., (2) *4*.
Volta, R. (1955): Le stazioni palafitticole di Avigliana e Trana – Sibrium, *2* – Varese.
Zanotto, A. (1968, 1980): Histoire de la Vallée d'Aoste – Aoste.
– (1978): Castelli Valdostani – Aosta.
Zienert, A. (1965): Gran Paradiso – Mont Blanc: Prähistorische und historische Gletscherstände – E+G, *16*.
– (1973): Das Moränen-Amphitheater von Ivrea – Heidelberger Ggr. Arb., *38*.
Zinsli, P. (1970): Walser Volkstum in der Schweiz, in Vorarlberg, Liechtenstein und Piemont – Frauenfeld.

Vergleiche und Folgerungen

Die alpinen Vereisungen verglichen mit jenen N-Europas und N-Amerikas

Der Skandinavische Eisschild

Im Laufe des Eiszeitalters baute sich über Skandinavien mehrmals ein bis auf 3500 m Höhe angewachsener Eisschild auf. Dieser hing einerseits über die trockengefallene Nordsee mit den Vereisungszentren der Britischen Inseln zusammen; anderseits dehnte er sich über die Ostsee mächtig nach Polen, N-Deutschland ins Baltikum, nach Holland und Belgien aus (Fig. 293).

Wie J. Geikie (1895) auf den Britischen Inseln, so konnten A. Penck (1879), F. Wahnschaffe (1891) und K. Keilhack (1896) auch am S-Rand des Skandinavischen Eisschildes mehrere Vorstöße unterscheiden, die Keilhack den von ihm benannten *Elster-*, *Saale-* und *Weichsel-Eiszeiten* zuwies (Bd. 1, S. 25).

Da aus dem südlichen Randgebiet der N-europäischen Vereisung von zahlreichen Stellen periglaziale Ablagerungen aus ältest- und altpleistozänen Kaltzeiten bekannt sind, S der Reichweiten des Elster- und des Saale-Eises sich jedoch nirgends ältere Eisränder ab-

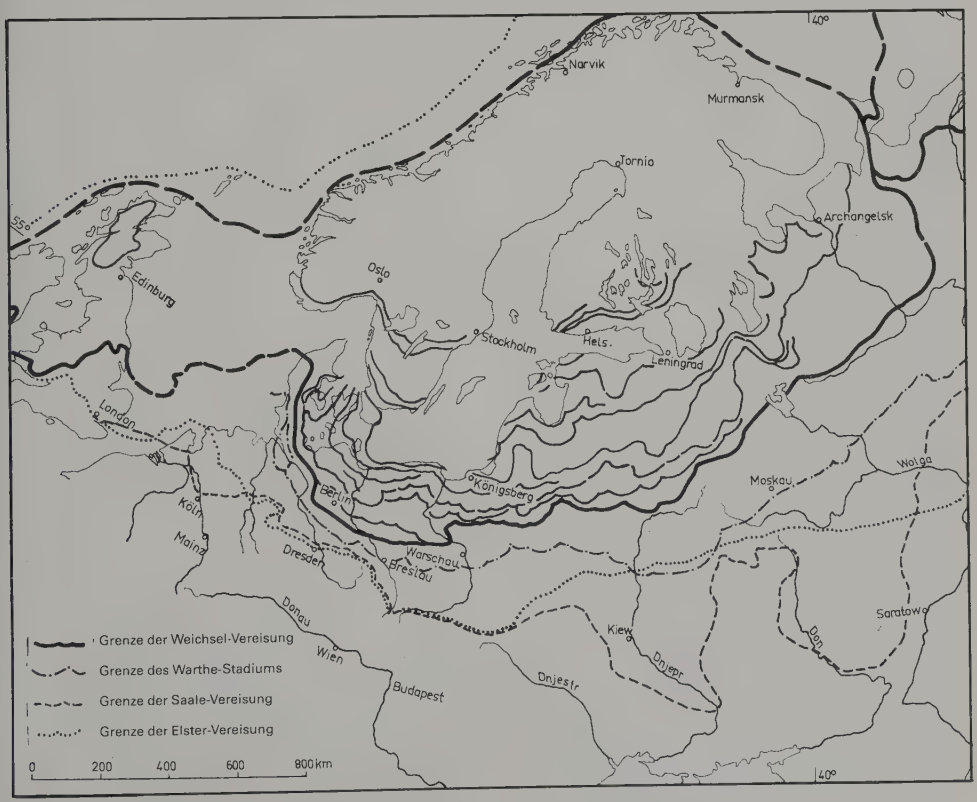


Fig. 293 Wichtige Eisrandlagen im N-europäischen Vergletscherungsgebiet. Aus: P. Woldstedt, 1969.

zeichnen dürfen ihre Reichweiten wie im Alpen-Vorland (Bd. 1, S. 290f.) geringer gewesen sein.

Bereits A. G. Cepek (1965, 1975) hat in *NE-Deutschland* unter elsterzeitlicher Moräne noch ältere Gletscherablagerungen unterscheiden können. Von diesen ist mindestens eine *vor* den Sedimenten der *Cromer-Warmzeit* abgelagert worden; die beiden höheren sind allenfalls als durch ein elsterzeitliches Interstadial getrennte Moränen zu deuten (P. Woldstedt, 1969). Im *Baltikum* und in *Weiß-Rußland* zeichnet sich nach J. J. Krasnov (1965) ebenfalls eine ältere, *vor-elsterzeitliche Vereisung* ab. Aus der *Niederrheinischen Bucht* sind aus Pliozän und Altpleistozän kryoturbationsartige Sedimentstrukturen bekannt geworden (G. Kowalczyk, 1974).

In N-Deutschland reichte das skandinavische Eis in der Elster-Eiszeit bis an den Harz und füllte den N-Teil des Thüringer Beckens. Es stieß ins Mittelsächsische Hügelland vor und floß über den Paß von Pankraz bis nach Böhmen. In NW-Deutschland wurde der Bereich des elsterzeitlichen Eises vom saalezeitlichen überfahren, das bis in die Niederrheinische Bucht vordrang (Fig. 291). In der DDR haben Cepek & K. Erd (1982) versucht, das Holstein-Interglazial und den Saale-Komplex zu gliedern. Auf das eigentliche Holstein-Interglazial lassen sie die Fuhn-Kaltzeit mit subarktischer Flora und dann das Dömnitz-Interglazial folgen.

In der jüngsten, der Weichsel-Vereisung, bedeckte das skandinavische Eis noch N- und E-Jütland, Mecklenburg (Cepek, 1965, 1975) und Masuren (R. Galon, ed., 1968). Zwischen den einzelnen Kaltzeiten wich das Eis jeweils bis in die skandinavischen Hochlagen zurück. Zugleich drang die Nordsee in Holstein bis W-Brandenburg, in W-Mecklenburg sowie in Holland ein und hinterließ Meeresablagerungen, nach denen die beiden Warmzeiten als *Holstein-* und als *Eem-Interglazial* bezeichnet worden sind.

Während die älteren Eisvorstöße sich nur lithostratigraphisch zu erkennen geben, erlauben die Warmzeiten mit ihren Floren- und Faunen-Vergesellschaftungen differenzierte ökologische Aussagen und in ihrem Verband mit Moränen eine Alterszuordnung und eine verfeinerte Klima-Geschichte, so in Dänemark, Schleswig-Holstein, Niedersachsen, im Rheinland und in Holland (K. Jessen & V. Milthers, 1928; S. Th. Andersen, 1965; F.-R. Averdieck, 1967; L. Benda & K. D. Meyer, 1973; K. Erd, 1960, 1970; B. Menke, 1975, 1976; H. Müller, 1965, 1974a, b; G. von der Brelie 1954, 1955, 1959; W. H. Zagwijn, 1957, 1963, 1971).

Vollständige Schichtfolgen sind nicht nur im Alpen-Vorland so selten, daß es sie wohl gar nicht gibt; auch in den Randbereichen der N-europäischen Vereisung sind über längere Zeit durchhaltende Abfolgen kaum bekannt. Die Profile sind überfahren, dabei gekappt und/oder gestaucht und außerhalb des Eisrandes von Periglazial-Effekten gestört worden, so daß Typus-Profile – wenn überhaupt – selbst in diesen Gebieten nur über kleine Abfolgen möglich sind und die Verbindung mit nächstälteren und nächstjüngeren weltweit analoge Probleme aufwirft.

A. Kočí (1974), Kočí & Šibrava (1976), V. Bucha (1976, 1977), Bucha et al. (1975, 1976), Bucha & Šibrava (1977) versuchen mit Hilfe der Magnetostratigraphie verschiedene europäische Profile und damit das Klimageschehen miteinander zu korrelieren.

In eisdynamisch geschützter Lage ist an der norwegischen Küste bei *Bergen* ein als «*Fjøsangerian*» bezeichneter interglazialer Zyklus erhalten geblieben (J. Mangerud et al., 1981). Mit Pollen-Stratigraphie sind die über zwei basalen, der Saale-Eiszeit zugeordneten Moränen einsetzenden marinen Sedimente mit dem Eemian korreliert. Foraminiferen, Mollusken und eingewehte Pollen bekunden eine kühl-warm-kühlzeitliche Ab-

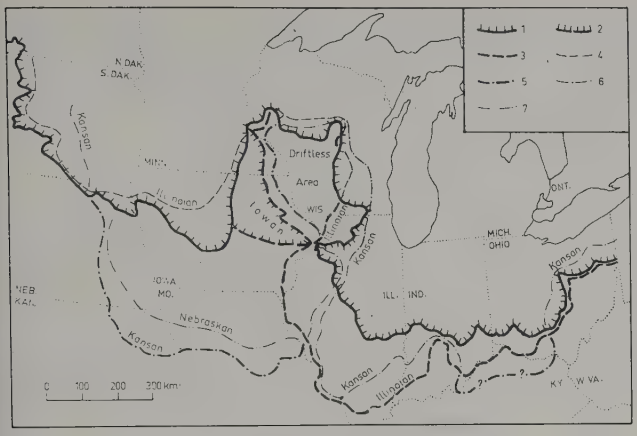


Fig. 294 Südgrenzen der Vereisungen im mittleren Nordamerika (nach R. F. FLINT 1957 und anderen. Aus: P. WOLDSTEDT, 1969):

1 im Wisconsin
2 im Iowan
3 im Illinoian
4 –, unter jüngeren Bildungen vermutet
5 im Kansan
6 –, unter jüngeren Bildungen vermutet
7 im Nebraskan, überall unter jüngeren Bildungen vermutet

folge, die in einer Tiefe zwischen 10 und 50 m abgelagert worden und auch durch Oberflächen-Temperaturen belegt ist. Flora und Fauna deuten auf ein Klima-Optimum, das mindestens so warm war wie das holozäne. Die Höhenlage von 30 m ü. M. bezeugt neben dem etwas höheren Meeresspiegel zusätzlich noch eine geringe neotektonische Hebung. Über glazimarinen Silten mit ausgeschmolzenen Geschieben, interstadialer Fauna und Pollen-Flora einer offenen Vegetation, wie sie sonst aus der frühen Weichsel-Eiszeit unbekannt ist, liegt früh-weichselzeitliche Grundmoräne mit aufgearbeiteten Fossilien und Verwitterungsprodukten, so daß das vorstoßende Eis die höchsten zuvor abgelagerten Sedimente auch bei Bergen gekappt hat.

Wie der *Eisaufbau* mit den Interstadialen Amersfoort, Brörup, Odderade, Moershoofd, Hengelo und Denekamp, so zeichnet sich auch das *Abschmelzen* des weichselzeitlichen Eisschildes mit seinen zahlreichen mehrstaffeligen Stadien, der fast unübersehbaren Fülle an Jahresmoränen, den zu den einzelnen Ständen gehörenden Schmelzwasserrinnen, den Söllen, Eskern und Kameterrassen sowie den Interstadialen Bölling und Alleröd und den vielen deutlich weniger warmen Intervallen recht eindrücklich ab. Auch im N-europäischen Vereisungsgebiet sind die Abschmelzstände längst mit Lokalnamen belegt und über die verschiedenen Gebiete miteinander verbunden worden; lassen sie sich doch als lineare Formen zuweilen über Hunderte von km verfolgen. Dabei sind sie meist bedeutend markanter ausgeprägt als im Alpen-Vorland und daher auch weit besser erhalten. Zudem wurden sie weit weniger von einer jahrhundertelangen intensiven Kulturnutzung verwischt und dabei gar zum Teil für immer ausgelöscht.

Der Laurentische Eisschild

Beim Laurentischen Eisschild lassen sich seit F. LEVERETT (1910) vier große Eisvorstöße unterscheiden: eine *Nebraskan-*, eine *Kansan-*, eine *Illinoian-* und eine *Wisconsin-Vereisung*. In den ihnen entsprechenden *Kaltzeiten* erstreckte sich der Laurentische Eisschild verschieden weit gegen S, während die Reichweiten im SE und im SW kaum voneinander abwichen (Fig. 294). Im Winkel zwischen Oberem und Michigan-See verblieb jedoch weit im N stets ein unvergletschertes Gebiet, die «Driftless Area», so daß die Orographie des präkambrischen Untergrundes sich im Pleistozän kaum verändert hat.

Schon von T. C. Chamberlin (1895) und Leverett wurde versucht, die N-amerikanischen Eiszeiten mit den europäischen zu korrelieren. Auch P. Woldstedt (1969) parallelisierte Kansan- und Illinoian-Vereisung mit Elster und Saale. Die Nebraskan-Vereisung (B. Shimek, 1909), deren Ablagerungen zwar nirgends zutage treten, hat in N-Europa kein sicheres Äquivalent. Zudem steht auch nicht fest, ob diese älteste Moränendecke überall in der selben Kaltzeit abgelagert worden ist.
J. Boellstorff (1978) gelang es mit Spaltspur-Altern von vulkanischen Aschen in Nebraska, Jowa und South Dakota vor der Pliozän/Pleistozän-Grenze zwei Grundmoränen mit mehr als 2,2 Millionen Jahren zu datieren; sodann fand er zwischen der Coleridge Asche (1,2 M. J.) und der Hartford-Asche (710000 Jahre) 4 weitere Grundmoränen und über der Pearlette Asche (600000 Jahre) den «Kansan Till». D. J. Easterbrock & Boellstorff (1981) versuchten einzelne Grundmoränen, klassische Profile sowie die Aschen selbst magnetostratigraphisch zu überprüfen und die Alterszuordnung zu verfeinern.
In den einzelnen *Warmzeiten – Aftonian-*, *Yarmouth-* und *Sangamon-Interglazialzeit*, die der Cromer-, der Holstein- und der Eem-Warmzeit gleichgesetzt werden, – ist das Eis bis in die Arktis zurückgeschmolzen, und auf den jeweils zuvor abgelagerten Grundmoränen haben sich ausgedehnte Verwitterungsdecken, Gumbotils, ausgebildet.
In den Randbereichen deuten mehrere Moränendecken auf verschiedene Vorstöße; so zeigt die Kansan-Vereisung in Illinois deren zwei, die Illinoian gar mindestens deren drei. Zwischen Illinoian- und Wisconsin-Vereisung unterschied Leverett (1926) noch einen weiteren Vorstoß aus dem Vereisungszentrum des Keewatin-Gebietes, die Iowan-Vereisung. Während er diese dem Illinoian zuwies, wird sie heute (R. F. Flint, 1971) eher als frühes Stadium der Wisconsin-Vereisung betrachtet. Diese letzte Vereisung, deren zeitliche Abfolgen an ihren S-Rändern bekannt sind, zeigt in N-Amerika einen mit dem Geschehen der Weichsel-Eiszeit gut übereinstimmenden Ablauf.
H. E. Wright jr. (1970) hat die Vegetationsgeschichte der Central Plains und T. M. Stout et al. (1971) haben die Daten vom späten Pliozän und frühen Pleistozän in Nebraska zusammengefaßt. C. B. Schultz (1977b) und Schultz & M. Hillerud (1977a) haben versucht, eine Biostratigraphie von Nebraska und aufgrund der Profile zusammen mit den biostratigraphischen und ^{14}C-Daten für das jüngere Pleistozän Säugetierpopulationen als Folge des Klimawandels zu skizzieren.
Anderseits ist von Ch. A. Repenning & O. Fejfar (1977) versucht worden, die Geschichte des Quartärs mit Hilfe von Vergleichen der microtiden Nager auf paläontologische Fakten zu gründen.

Der S-Rand des Laurentischen Eisschildes zur Wisconsin-Eiszeit

Im Gebiet der *Großen Seen* erbrachten zahlreiche Alterswerte eine zeitliche Gliederung. Dabei zeigten sich bedeutende Verschiebungen der Eisränder zur letzten, zur Wisconsin-Eiszeit (A. Dreimanis, 1975, & P. F. Karrow, 1972, 1976). Aufgrund der Daten fällt dort der älteste Vorstoß, das *Nicolet-Stadial* mit der Bécancour-Grundmoräne in die Zeit um 100000 v. h.
Mit der St-Pierre-Schieferkohle manifestiert sich um 65000 v. h. das *St-Pierre-Interstadial*. Zuvor, um 80000 v. h., im *Guildwood-Stadial*, stieß das Eis weit nach S, bis nach Zentral-Ohio und nach Indiana, vor, wich aber im *Port Talbot I-Interstadial* wieder bis ins St-

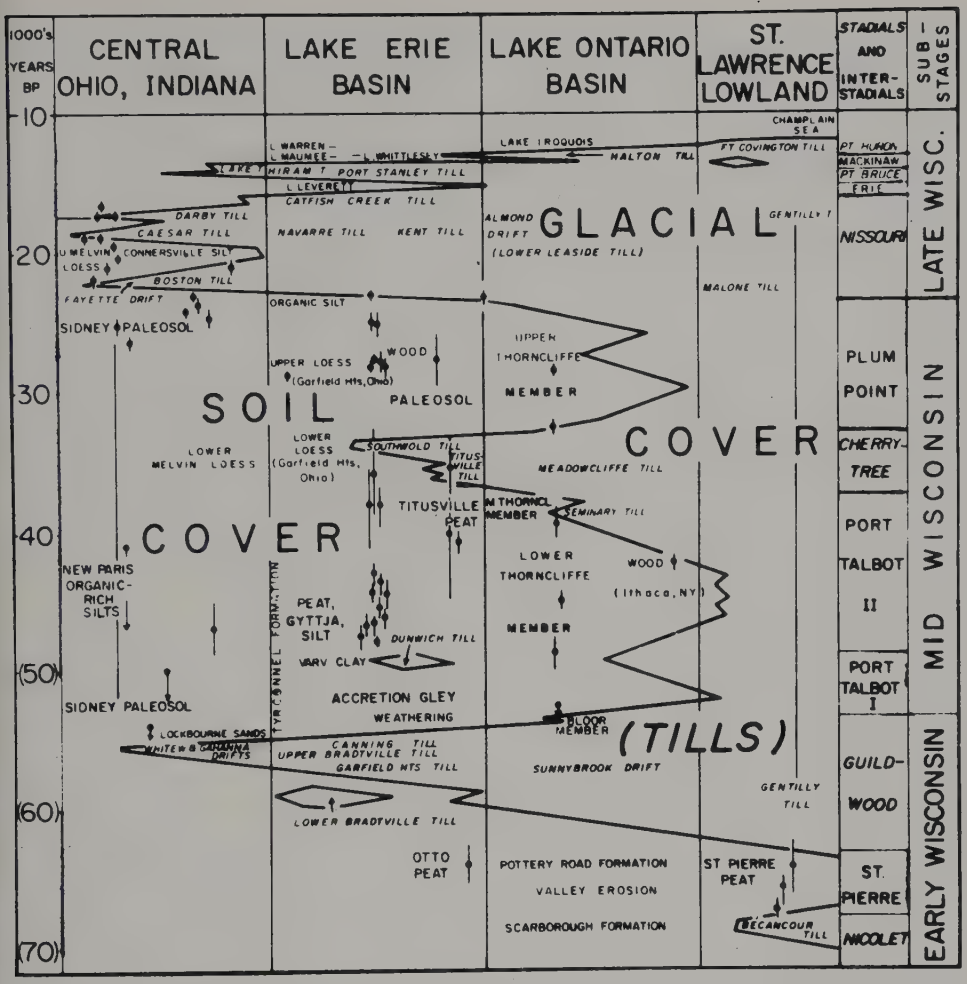


Fig. 295 Das von N (rechts) gegen S (links) vorgestoßene Laurentische Eis zur Wisconsin-Eiszeit. Glacial cover, Tills = Moränendecke, Soil cover = Bodenbedeckung. Aus: A. Dreimanis, 1975.

Lawrence Lowland und in die Hudson Bay zurück, drang dann erneut kräftig vor und schmolz im *Port Talbot II-Interstadial* abermals weit nach N zurück. Nach 43000 v. h., im *Cherrytree-Stadial*, rückte das Eis des Laurentischen Schildes bis 33000 v. h. bis ins Lake Erie Basin vor. Im *Plum Point-Interstadial*, vor 30000 Jahren, schmolz es wieder bis ins Lake Ontario Basin zurück (Fig. 295).

Um 22000 v. h. stieß das Eis gar noch weiter nach Ohio und Indiana vor. Vor 20000 Jahren wich es etwas zurück. Vor 19000 erfolgte der zweite kräftige Vorstoß. Um 18000 v. h. rückte es erneut vor; um 16000 begann das Abschmelzen aus dem Lake Erie Basin. Vor 14000 Jahren ereignete sich ein letzter Wiedervorstoß bis Zentral-Ohio.

Der bedeutendste und wahrscheinlich schnellste Eisabbau vollzog sich während des *Mackinaw-* oder *Cary-/Port Huron-Interstadials* um 13300 v. h. mit einem Rückschmelzen bis ins Lake Ontario-Becken.

Um 13000, im *Port Huron-Stadial*, folgte ein letzter Vorstoß in die Becken des Lake Erie, des L. Huron und des L. Michigan.
Das *Two Creeks-Interstadial* – um 12000 v. h. – und der letzte, der *Great Lake-Wiedervorstoß*, der um 11800 v. h. einsetzte – sind am besten aus dem Gebiet des Michigan-Sees belegt, wo Seesedimente mit Baumstrünken von der *Two Rivers-Moräne* überfahren wurden. Das Abschmelzen des Laurentischen Eisschildes nach diesem Vorstoß wurde im Gebiet des östlichen Lake Superior durch sukzessive Halte zwischen 11000 und 10000 v. h. unterbrochen. Um 10000 v. h. gab das Eis auch das Areal zwischen den Großen Seen und dem St. Lorenz-Strom frei (E. B. Evenson & A. Dreimanis, 1976).

Zur Chronologie der jüngsten Vereisungen in den zentralen Rocky Mountains

Im *Yellowstone-Park* konnte G. M. Richmond (1965, 1969, 1975) die über weite Bereiche der Rockies festgestellten jungpleistozänen Vereisungen – *Bull Lake* und *Pinedale* (E. Blackwelder, 1915, 1931, Richmond, 1965) – mit K-Ar-Daten zeitlich eingabeln. Aufgrund eines eisüberfahrenen 127000 Jahre alten Rhyolith-Ergusses ist der erste Vorstoß des Bull Lake-Eises älter. Darüber liegen Caldera-Seesilte mit Pollen von interstadialem Floren-Charakter (W. Mullenders in Richmond, 1975).
Vor 100000 Jahren erfolgte über die Seesilte ein jüngerer Erguß, der von Spät-Bull Lake-Moräne überlagert wurde. Zwei weitere, vor 87000 bzw. 70000 Jahren erfolgte Ergüsse liegen zwar im Abflußbereich des Eises, sind aber nicht mehr überfahren worden. Anderseits werden Sander-Ablagerungen des Spät-Bull Lake-Vorstoßes von gepreßtem Torf überlagert. In diesem fand sich eine dünne Lage von Yellowstone-Asche, die nicht jünger als 70000 Jahre, als der jüngste Rhyolith-Erguß, sein kann.
Darüber folgen mächtige «Bull Lake/Pinedale-interglaziale» Seesilte. Gegen oben gehen sie in Sande über und werden von Pinedale-Moräne überlagert. Seesilte lieferten eine kühlzeitliche Pollenflora (R. C. Becker in Richmond, 1975) und Holz von 42000 Jahren v. h.; andernorts enthalten die obersten Silte 23000 Jahre altes Pflanzenmaterial. Damals existierten in Hochlagen bereits wieder Gletscher.
Der Beginn der Pinedale-Eiszeit ist nicht durch ^{14}C-Daten festgelegt. Das Abschmelzen der Eisdecke erfolgte vor 13650 ± 600 J. v. h., über einer warwig-humosen Lage über Pinedale-Moräne und unter feingeschichteten Sanden. Ablagerungen von Spät-Pinedale- und jüngeren Gletschern wurden im Gebirge festgestellt. Beide *Vereisungen* der *Rockies* fallen in die *Wisconsin-Kaltzeit* des Laurentischen Schildes.

Die Eisvorstöße in N-Amerika, N-Europa und im nördlichen Alpen-Vorland

Da die markanten kaltzeitlichen Eisvorstöße offensichtlich groß-klimatisch bedingt sind, müssen sich die alpinen Vorstoß- und Abbauphasen auch in andern Vereisungsgebieten der N-Halbkugel – in N-Europa, auf dem Laurentischen Schild, in den Rocky Mountains – widerspiegeln. Leider liegen weder aus dem Letzten Interglazial noch aus den frühen Interstadialen des perialpinen Raumes genügend verläßliche Alterswerte vor; die ^{14}C-Daten werden mit zunehmendem Alter rasch unsicher, und K-Ar-Werte fehlen.
Vergleiche mit N-Amerika, vorab mit dem *Yellowstone-Gebiet* mit seinen Rhyolith-Ergüssen und den Becken der *Großen Seen* mit ihren eisüberfahrenen Ligniten, bieten

daher Möglichkeiten einer Parallelisation und einer zeitlichen Einstufung der Ereignisse. Wie im alpinen Raum sind auch in N-Europa und in N-Amerika von zahllosen Forschern verschiedenster Richtung in unendlicher Kleinarbeit eine fast unübersehbare Menge an Informationen erarbeitet und in zusammenfassenden Darstellungen ausgewertet worden (P. Woldstedt, 1958, 1965; J. F. Gellert, ed., 1965; S. Hansen, B. G. Andersen, J. Lundqvist & J. J. Donner in K. Rankama, ed., 1965; Woldstedt in Rankama, ed., 1967; Woldstedt & K. Duphorn, 1974; H. Liedtke, 1975; J. de Jong in Rankama, ed., 1967; W. H. Zagwijn & C. J. van Staalduinen, ed., 1975; R. G. West, in K. Rankama, ed., 1967, 1977; H.-D. Kahlke, 1981; A. J. Stuart, 1982, sowie H. E. Wright jr. & D. G. Frey, ed., 1965; R. F. Flint, 1971).

In neuerer Zeit versuchte vorab Woldstedt (1958a, b) eine Gliederung des Eiszeitalters und in dessen Nomenklatur Klarheit zu schaffen. Zugleich ging er das seit J. Geikie und T. C. Chamberlin (1895) stets dornenvolle Problem der Parallelisationen an, einerseits zwischen der alpinen und der N-europäischen, anderseits auch zwischen diesen und der N-amerikanischen Vereisung. Dabei kam Woldstedt für Europa – in Anlehnung an A. Penck & E. Brückner (1909), B. Eberl (1930), I. Schaefer (1956) und an W. H. Zagwijn (1957) – zu nachstehender Gliederung, die er 1969 in Übereinstimmung mit S. van der Heide & Zagwijn (1967) und G. Lüttig, B. Menke & H. Schneekloth (1967) etwas modifiziert hat und die trotz mancher fraglicher Gleichsetzungen und sich ergebenden Erweiterungen noch immer als zu revidierende Diskussionsgrundlage dient:

alpine Kaltzeiten	N-europäische Kaltzeiten		alpine Warmzeiten	N-europäische Warmzeiten	
			Postglazialzeit	Holozän	
Würm	Weichsel				
			Riß/Würm	Eem	
Riß	Saale				
			Mindel/Riß	Holstein	
Mindel	Elster				
			Günz/Mindel	Cromer	
Günz	Menap	Menapium			
			Donau/Günz	Waal	
Donau	Eburon	Eburonium			
			Biber/Donau	Tegelen	Pliozän
Biber	Brüggen	Prätiglium			
			Übergangsschichten		
			Reuverian		

Doch das Korrelations-Problem bleibt weiter aktuell, einerseits wegen leider vielfach sicher nicht zeitgleicher «Äquivalenzen», anderseits wegen zahlreicher zum Teil aus wissenschaftshistorischen Gründen zu wenig kritisch übernommener Gleichsetzungen. Während I. Schaefer (1975) zwischen Mindel- und Riß- seine Paar-Eiszeit einschiebt, finden A. Schreiner & R. Ebel (1981), zwischen Günz und Mindel eine Haslach-Eiszeit einschalten zu müssen. Jüngst hat Schaefer (1982) versucht, die bisher vorab von H. Graul und seinen Schülern vorgenommenen Parallelisationen neu abzurollen (S. 653).

Bei den Interglazialen scheint sich im nördlichen Alpen-Vorland, vorab beim letzten und vorletzten, nach langen Diskussionen vorab auf pollenanalytischer Grundlage end-

lich eine Übereinstimmung mit den Ergebnissen in N-Europa und damit eine wichtige Korrelationsmöglichkeit abzuzeichnen.
Die zwischen den einzelnen Eisvorstößen der Saale-Eiszeit gelegenen Zeitabschnitte waren in Niedersachsen und in den angrenzenden Gebieten nur von kurzer Dauer. Sie entsprechen nur Intervallen; selbst der Drenthe–Warthe-Abschnitt kann davon nicht ausgenommen werden.
1973 haben Quartärforscher der nördlichen Halbkugel mit V. Šibrava als Koordinator dem Internationalen Geologischen Korrelations-Programm (IGCP) der UNESCO das Projekt 73/I/24 «Quaternary Glaciations in the Northern Hemisphere», 1974–82, vorgelegt. Bei den alljährlichen Treffen sind neben Fachreferaten (Reports 1–6) und Exkursionen (Guidebooks) stets auch prinzipielle Fragen über die Möglichkeiten zeitlicher Gleichsetzung aufgeworfen worden.
Aufgrund einer im Niederrheingebiet erarbeiteten Magnetostratigraphie und U/Th-Daten (G. J. Hennig, 1979) versuchen K. Brunnacker & W. Tillmanns (1982) und Brunnacker et al. (1983) unter Einbeziehung von litho- und biostratigraphischen Ergebnissen die Korrelationen besser zu fundieren.

Am S-Rand des *Laurentischen Eisschildes* trennen das Nicolet-Stadial mit der Bécancour-Moräne und das nachfolgende St-Pierre-Interstadial die Wisconsin-Eiszeit in einen älteren und einen mittleren Abschnitt. Die Äquivalente beider sind im Bereich der alpinen Vergletscherung wohl wenig außerhalb des Alpenrandes zu suchen. Aufgrund der ^{14}C-Daten von P. M. Grootes (1977) dürfte das in Höfen und Pömetsried (S-Bayern) festgestellte Brörup-Interstadial der St-Pierre-Schwankung entsprechen.
Die beiden Port Talbot-Interstadiale sind wohl mit den beiden zunächst in Schleswig-Holstein bzw. in Holland festgestellten Odderade- und Moershooft-Interstadiale zu vergleichen, von denen Grootes das jüngere auch in der Schieferkohle von Breinetsried W von Penzberg am bayerischen Alpenrand nachweisen konnte.
Das Cherrytree-Stadial dürfte der Vorrückphase vom Alpenrand bis ins Zürcher Oberland und ins Aaretal gleichzusetzen sein. Im Plum Point-Interstadial, das dem Denekamp-Interstadial Hollands zu entsprechen scheint, wichen die alpinen Gletscher nochmals bis hinter den Alpenrand zurück.
Dann folgten mit 3 Vorstößen um 22000, um 19000 und um 18000 die jüngeren Wisconsin-Maxima. Sie könnten allenfalls den beiden Maximalständen – dem Stadium von Neuenhof und von Killwangen im Limmattal – und dem Zürich-Stadium entsprechen.
Im jüngeren Spätglazial scheinen sich aufgrund der ^{14}C-Daten zwischen der kanadischen, der N-europäischen und der alpinen Vereisung folgende Parallelen abzuzeichnen:

N-Amerika:	N-Europa:
Mackinaw- = Cary/Port Huron-Interstadial	Prä- oder/und Bölling-Interstadial
Port Huron-Stadial	Ältere Dryaszeit
Two Creeks-Interstadial	Alleröd-Interstadial
Great Lake-Wiedervorstoß	Jüngere Dryaszeit

In den *zentralen Rocky Mountains* ist der erste Bull Lake-Vorstoß jünger als 127000 Jahre. Die mehr als 100000 Jahre alten interstadialen Caldera-Seesilte des Yellowstone-Parkes, die von Spät-Bull-Lake-Moräne überlagert werden, könnten allenfalls mit dem kühlzeitlichen Interstadial von Aarau verglichen werden (Bd. 1, S. 152). Dann würde der ältere Bull-Lake-Vorstoß dem Hochriß und der Spät-Bull Lake-Vorstoß dem Spätriß entspre-

chen, während vom östlichen Rhein-Gletscher an gegen E wohl die dort der Riß-Eiszeit zugeordneten Ablagerungen dem Spät-Bull Lake-Vorstoß gleichzusetzen wären.
Der Rhyolith-Erguß um 87000 Jahre v. h. und der darüber liegende gepreßte Torf mit der Yellowstone-Aschenlage dürfte ins Bull Lake/Pinedale-Interglazial und damit ins Riß/Würm-Interglazial fallen. Dagegen wären die «Bull Lake/Pinedale-interglazialen» Seesilte, die eine kühlzeitliche Pollenflora und Holz von 42000 Jahren einschließen und von Pinedale-Moräne überlagert werden, bereits früh-Pinedale-interstadial.
Die obersten Silte mit Pflanzenmaterial von einem ^{14}C-Alter um 23000 Jahre dürften mit der jüngsten prähochwürmzeitlichen Schwankung um Zürich (Bd 2, S. 137) und im Aaretal zu vergleichen sein.
Seit Jahren mühen sich Süddeutsche und Schweizer Forscher um die würmzeitlichen Maximalstände zeitlich zu fassen. Wahrscheinlich fällt der äußerste, solifluidal überprägte Stand noch ins Mittelwürm, der in allen Systemen klar in Erscheinung tretende Stand ins offenbar trocken-kalte Hochwürm.
Die warwig-humose Lage, die ein Abschmelzen der Eisdecke vor 13650 Jahren v. h. belegt, ist wohl ins letzte Präbölling-Interstadial zu verlegen, in der auch die alpinen Gletscher bereits kräftig in die Alpentäler zurückgewichen waren.
Damit scheinen sich wohl im N-amerikanischen, im N-europäischen und im alpinen Vereisungsgebiet auffällige Parallelen der Vorstöße und Abschmelzphasen abzuzeichnen, wobei diese über den ganzen N-atlantischen Bereich mehr oder weniger gleichzeitig erfolgten. Die Auswirkungen vollzogen sich allerdings mit etwas verschiedenem Tempo.

Zitierte Literatur

Andersen, S. Th. (1965): Interglacialer og interstadialer i Danmarks Kvarteer – Meddel. dansk g Foren., *15* – København.
Averdieck, F.-R. (1967): Die Vegetationsentwicklung des Eem-Interglazials und der Frühwürm-Interstadiale von Odderade/Schleswig-Holstein – Fundamenta, *2*.
Benda, L., & Meyer, K.-D. (1973): Das Holstein-Interglazial von Breetze bei Bleckede/Elbe – G Jb., A *9*.
Blackwelder, E. (1915): Post-Cretaceous history of the mountains of central western Wyoming – J. G, *23*.
– (1931): Pleistocene glaciation in the Sierra Nevada and Basin Ranges – B. G S Amer., *42*.
Boellstorff, J. (1978): Chronology of some late Cenozoic deposits from the central United States and the Ice Ages – Trans. Nebraska Acad, Sci., *6*.
Brelie, G. von der (1954): Transgression und Moorbildung im letzten Interglazial – Mitt. g Staats-I. Hamburg, *23*.
– (1955): Die pollenstratigraphische Gliederung des Pleistozäns in Nordwestdeutschland – 2. Die Pollenstratigraphie im jüngeren Pleistozän – E+G., *6*.
– (1959): Probleme der stratigraphischen Gliederung des Pliozäns und Pleistozäns am Mittel- und Niederrhein – Fortschr. G Rheinland Westf., *4* – Krefeld.
Brunnacker, K., & Tillmanns, W. (1982): New results on Quaternary stratigraphy in the Lower Rhine Area and in the Northern Foreland of the Alps – Proj. 73/I/24 – Quatern. Glac. North. Hemisph., Rep. *7* – Prague.
–, Löscher, K., Tillmanns, W., & Urban, B. (1983): Correlation of the Quaternary Stratigraphy in Central Europe, Lower Rhine and Northern Alpine Foothills – In prep.
Bucha, V. (1976): Effect of changes in the Earth's magnetic field on weather, climate, and glaciations – Proj. 73/I/24 – Quatern. Glac. Northern Hemisph., Rep. *3* – Prague.
– (1977): Causes of glaciations, climate and weather changes – Possible Mechanism of Solar-Terrestrial Processes – Proj. 73/I/24 – Quatern. Glac. Northern Hemisph., Rep., *4* – Prague.
– et al. (1975): Paleomagnetic correlations of Pleistocene sediments of Central Europe – Proj. 73/I/24 – Quatern. Glac. Northern Hemisph., Rep., *1* – Prague.
– et al. (1976): The Brunhes-Matuyama reversal of the geomagnetic field in continental and marine Sediments – Proj. 73/I/24 – Quatern. Glac. Northern Hemisph., Rep. *3* – Prague.
–, & Šibrava, V. (1977): On the correlation of Quaternary stratigraphy stages in the Northern Hemisphere – Proj. 73/I/24 – Quatern. Glac. Northern Hemisph., Rep. *4* – Prague.

Cepek, A. G. (1965): Die Stratigraphie der pleistozänen Ablagerungen im Norddeutschen Tiefland – In: Gellert.
– (1975): Information über den Stand der stratigraphischen Gliederung des Quartärs in der Deutschen Demokratischen Republik – Proj. 73/I/24 Quart. Glac. Northern Hemisph., *4*, Rep. *2* – Prague.
Chamberlin, T. C. (1895): Classification of American Glacial Deposits – J. G, *3*/3 – Chicago.
Dreimanis, A. (1975): Last glaciation in Eastern and Central Canada – Proj. 73/I/24 Quatern. Glac. Northern Hemisph., Rep. *2* – Prague.
– (1976): Progress report on Late Pleistocene stratigraphy of Southwestern Canada – Proj. 73/I/24 – Quatern. Glac. Northern Hemisph., *3* – Prague.
Dreimanis, A. et al. (1966): The Port Talbot Interstade of the Wisconsin Glaciation – Canad. J. Earth Sci., *3*.
– & Karrow, P. F. (1972): Glacial history of the Great Lakes–St-Laurence Region, the classification of the Wisconsin (an) Stage and its correlatives – Intern. G Congr., 24th sess., sect. 12.
Eberl, B. (1930): Die Eiszeitenfolge im nördlichen Alpenvorlande – Augsburg.
Erd, K. (1960): Eem-interglaziale Pollendiagramme aus Südost-Brandenburg – Ber. GG DDR, *5*/4 – Berlin.
– (1970): Pollen-analytical classification of the Middle Pleistocene in the German Democratic Republic – PPP, *8*/2–3 – Amsterdam.
Evenson, E., & Dreimanis, A. (1976): Late glacial (14 000–10 000 years B. P.) history of the Great Lakes Region and possible correlations – Proj. 73/I/24 – Quatern. Glac. Northern Hemisph., *3*, Prague.
Flint, R. F. (1971): Glacial and Quaternary Geology – New York.
Frenzel, B. et al. (1976, 1978): Führer zur Exkursionstagung des IGCP-Projektes 73/I/24. Quaternary Glaciations in the Northern Hemisphere vom 5. bis 13. September 1976 in den Südvogesen, im nördlichen Alpenvorland und in Tirol – Stuttgart-Hohenheim, Bonn-Bad Godesberg.
Galon, R., ed. (1968): Die letzte skandinavische Vereisung in Polen – I. Ggr. Polsk. Akad. Nauk. Prace Ggr., *74*.
Geikie, J. (1895): Classification of European Glacial Deposits – J. G, *3*/3 – Chicago.
Gellert, J. F. (1965): Die Weichsel-Eiszeit im Gebiet der Deutschen Demokratischen Republik – Berlin.
Grootes, P. M. (1977): Thermal Diffusion Isotopic Enrichment and Radiocarbon Dating – Rijks-U. Groningen.
Grüger, E. (1979): Spätriß, Riß/Würm und Frühwürm am Samerberg in Oberbayern – ein vegetationsgeschichtlicher Beitrag zur Gliederung des Jungpleistozäns – G Bavarica, *80*.
– (1982): Ein weiteres Interglazial am Samerberg in Oberbayern – In: Suter, J. ed.: Kurzfassungen der Vorträge – Hauptversammlung der Deutschen Quartärvereinigung in Zürich – Phys. Ggr. U. Zürich, *5*.
Heide, S. van der, & Zagwijn, W. H. (1967): Stratigraphical nomenclature of the Quaternary deposits in the Netherlands – Meded. g Sticht., NS, *18* – Maastricht.
Henning, G. J. (1979): Beiträge zur Th-230/U-234-Altersbestimmung von Höhlensintern sowie ein Vergleich der erzielten Ergebnisse mit denen anderer Absolutdatierungsmethoden – Diss. U. Köln.
Jessen, K., & Milthers, V. (1928): Stratigraphical and Paleontological Studies of Interglacial Fresh-Water Deposits in Jutland and Northwest Germany – Danm. G Undersög., (2), *48*.
Keilhack, K. (1896): Die Geikiesche Gliederung der nordeuropäischen Glacialablagerungen – Jb. preuss. g L.-A., *16* – Berlin.
Kočí, A. (1974): Palaeomagnetic investigation of sediments – Proj. 73/I/24 – Quatern. Glac. Northern Hemisph., Rep. *1* – Prague.
–, & Šibrava, V. (1976): The Brunhes-Matuyama Boundary at Central European Localities – Proj. 73/I/24 – Quatern. Glac. Northern Hemisph., Rep. *3* – Prague.
Kowalczyk, G. (1974): Kryoturbationsartige Sedimentstrukturen im Pliozän und Altquartär der südlichen Niederrheinischen Bucht – E + G, *25*.
Krasnov, J. J. (1965): Regional Unified and Correlative Stratigraphic Scheme for the Quaternary of European USSR – G S Amer. Spec. Pap., *84* – Washington.
Leverett, F. (1910): Comparison of North American and European glacial deposits – Z Glkde., *4*/4, 5.
– (1926): The Pleistocene glacial stage: were there more than four? – Proc. amer. phil. Soc., *65* – Philadelphia.
Menke, B. (1975): Florengeschichte und Florenstratigraphie NW-Deutschlands im Pliozän und Frühquartär – G Jb., A *26*.
– (1976): Pliozäne und ältestquartäre Sporen- und Pollenflora von Schleswig-Holstein – G Jb., A. *32*.
Liedtke, H. (1975): Die nordischen Vereisungen in Mitteleuropa – Forsch. dt. Landeskde., *204*.
Lüttig, G., Menke, B. & Schneekloth, H. (1967): Über die biostratigraphische Forschung im nordeuropäischen Pleistozän – E + G, *18*.
Mangerud, J. et al. (1981): A continuous Eemian–Early Weichselian sequence containing pollen and marine fossils of Fjøsanger, Western Norway – Boreas, *10*/2 – Oslo.
Meyer, K.-D. (1982): On the stratigraphy of the Saale glaciation in Northern Lower Saxony and adjacent areas – Proj. 73/I/24 Quatern. Glac. Northern Hemisph., Rep. *7* – Prague.

Noryskiewicz, B. (1979): The Eemian interglacial at Nakto on the river Notec – Quat. stud. Poland, *1*.
Penck, A. (1879): Die Geschiebeformation Norddeutschlands – Z. dt. G G., *31*.
– & Brückner, E. (1909): Die Alpen im Eiszeitalter, *1–3* – Leipzig.
Rankama, K., ed. (1965, 1967): The Quaternary, *1*, *2* – New York, London, Sydney.
Repenning, Ch. A., & Fejfar, O. (1977): Holarctic correlations of Microtid Rodents – Proj. 73/I/24 Quatern. Glac. Northern Hemisph., Rep. *4* – Prague.
Richmond, G. M. (1965): Glaciation of the Rocky Mountains – In: Wright, H. E., jr., & Frey, D. G.: The Quaternary of the United States – Princeton.
– (1969): Development and stagnation of the last Pleistocene icecap in the Yellowstone Lake Basin, Yellowstone National Park, USA – E + G, *20*.
– (1975): A partial Quaternary chronology from Yellowstone National Park – Proj. 73/I/24 Quatern. Glac. Northern Hemisph., Rep. *2* – Prague.
Schaefer, I. (1956): Sur la division du Quaternaire dans l'avant-pays des Alpes en Allemagne – Actes INQUA, *4* – Rome 1.
– (1975): Die Altmoränen des diluvialen Isar-Loisachgletschers – Mitt. ggr. Ges. München, *60*.
– (1982): Das Diluvium des Gutenzeller Rottales (Württemberg) – E + G, *32*
Schreiner, A., & Ebel, R. (1981): Quartärgeologische Untersuchungen in der Umgebung von Interglazialvorkommen im östlichen Rheingletschergebiet (Baden–Württemberg) – G Jb. A *59* – Hannover.
Schultz, C. B. (1977b): Biostratigraphy of the Neogene–Quaternary Boundary in North America – Neogene-Quaternary-Boundary 2nd Symp. Rep., IGCP-Proj., I. G, Bologna.
Schultz, C. B., & Hillerud, J. M. (1977a): Climatic changes and large Mammal populations in the Great Plains of North America during Late Quaternary time – Proj. 73/I/24 Quatern. Glac. Northern Hemisph., Rep. *4* – Prague.
Shimek, B. (1909): Aftonian sands and gravels in Western Iowa – B. GS Amer., *20*.
Stolit, T. M., De Graw, H. M., Tanner, L. G., Stanley, K. O., Wayne, W. J., & Swinehart, J. B. (1971): Guidebook to the Late Pliocene and Early Pleistocene of Nebraska – Publ. U. Nebraska Conserv. Survey Div.
Stuart, A. J. (1982): Pleistocene Vertebrates in the British Isles – Cambridge.
Szafer, Wł. (1953): Pleistocene stratigraphy of Poland from the floristical point of view – Ann. Soc. g Pologne, *22* – Warsawa.
Wahnschaffe, F. (1891): Die Ursachen der Oberflächengestaltung des norddeutschen Flachlandes – Stuttgart.
Wegmüller, S. (1982): Die Schieferkohlen von Gondiswil/Ufhusen (Schweiz. Mitteland) und deren Stellung im Jungpleistozän – In: Suter, J., ed.: Kurzfassungen der Vorträge, Hauptversammlung der Deutschen Quartärvereinigung in Zürich – Phys. Ggr. U. Zürich, *5;* in: Holzhauser, H.-P., & Suter, J., ed.: Exkursionsführer Teil B: Westschweiz – Phys. Ggr., *7*.
Welten, M. (1981): Gletscher und Vegetation im Lauf der letzten hunderttausend Jahre – Vorläufige Mitteilung – Jb. SNG, Brig (1978) – Basel.
– (1982): Pollenanalytische Untersuchungen im Jüngeren Quartär des nördlichen Alpen-Vorlandes – Beitr. g Karte Schweiz, NF, *156*.
West, R. G. (1977): Pleistocene Geology and Biology – Cambridge.
Wolstedt, P. (1958, 1965): Das Eiszeitalter – Grundlinien einer Geologie des Quartärs, *2*, *3* – Stuttgart.
– (1969): Quartär – In: Lotze, F.: Handbuch der stratigraphischen Geologie, *2* – Stuttgart.
– & Duphorn, K. (1974): Norddeutschland und angrenzende Gebiete im Eiszeitalter – Stuttgart.
Wright, H. E. jr. (1970): Vegetational History of the Central Plains. In: Dort, W., & Knox Jones J., eds.: Pleistocene and Recent Environments of Central Great Plains – Univ. Kansas Press.
Wright, H. E. jr., & Frey, D. G., ed. (1965): The Quaternary of the United States – Princeton.
Zagwijn, W. H. (1957): Vegetation, climate and time-correlations in the Early Pleistocene of Europe – G Mijnb., *18* – 'sGravenhage.
– (1961): Vegetation, climate and radiocarbon-datings in the Late-Pleistocene of the Netherlands – Part. I. Eemian and Early Weichselian – Meded. g Sticht., Ser C III – 1, *5*.
– (1963): Pleistocene stratigraphy in the Netherlands, based on changes in vegetation and climate – Verh. kon. Ned. G Mbk. Gen., *21–22* – 'sGravenhage.
– & van Staalduinen, C. J., ed. (1975): Toelichting bij geologische overzichtskaarten van Nederland – Rijks g Dienst.
–, Montfrans, H. M., & Zandstra, J. G. (1971): Subdivision of the «Cromerian» in the Netherlands, pollenanalysis, paleomagnetism and sedimentary petrology – G Mijnb., *50*.
Zagwijn, W. H., & van Staalduinen, C. J., ed. (1975): Toelichting bij geologische overzichtskaarten van Nederland – Rijks G Dienst, Haarlem.

Die Veränderungen des Klimas im Laufe des Eiszeitalters

Zur Rekonstruktion des Paläoklimas

Die Rekonstruktion des Paläoklimas im Eiszeitalter stößt noch immer auf zahlreiche Schwierigkeiten, von denen nur einige angedeutet werden können. Ein Hauptproblem bildet die genaue zeitliche Einstufung der Ereignisse, insbesondere der Floren und Faunen, aufgrund deren Paläoklima-Werte ermittelt werden können. Für die Kaltzeiten ist das Nachzeichnen der Gletscher-Randlagen vorab im Altpleistozän mangels genügend gesicherter Daten oft schwierig. Sie beide sind jedoch unerläßlich, haben sich doch unter dem Einfluß des sich verändernden Klimas in Mitteleuropa in 12000 Jahren Eiswüsten und ausgedehnte Tundren in warmgemäßigte Laubmischwälder und diese in den letzten 4000 Jahren zum heutigen Vegetationsbild gewandelt. An seiner Umgestaltung muß auch dem Menschen eine exponentiell wachsende Mitwirkung angelastet werden (S. 598). Zuweilen haben sich entscheidende Veränderungen – wie aus Zählungen von Jahresschichten hervorgeht (H. Müller, 1955, 1974) – in wenigen 100 Jahren ereignet, in der entscheidenden Phase sogar in weniger als 100 Jahren (G. Woillard, 1979; U. Eicher, U. Siegenthaler & S. Wegmüller, 1981; Wegmüller, 1982). Nur eine möglichst präzise zeitliche Einstufung der auch für Mensch und Tier lebenswichtigen Ereignisse vermag daher die Zusammenhänge zwischen Vegetation und Klima aufzudecken.

Die fossilen, mit den heutigen Pflanzengesellschaften verglichenen Floren ergeben gute Hinweise zur Rekonstruktion ihrer Paläoökologie, der Paläotemperaturen sowie der Niederschläge und ihrer jahreszeitlichen Verteilung in früheren Zeitabschnitten.

Bei *warmzeitlichen Floren* lassen sich meist einige Arten finden, die sich nahe der nördlichen bzw. der südlichen Grenze ihres natürlichen Fortkommens bewegt haben. Die Klimawerte ihres gemeinsamen Vorkommens werden dadurch stark eingeschränkt und präzisiert. Pflanzen, die bei Klima-Änderungen ihre angestammten ökologischen Ansprüche nicht mehr vorfinden, werden weit eher ausgelöscht, als daß sie sich anzupassen vermögen; so kommt den ermittelten Werten eine hohe Wahrscheinlichkeit zu.

Vergleiche mit *kühlzeitlichen Floren* hinken dagegen weit mehr, da die genau entsprechenden Räume heute im südlichen Mitteleuropa weitgehend fehlen.

Bei jeder Klima-Änderung sind Temperatur- und Niederschlagswerte über kurze Zeiträume – kaum wesentlich sich ändernde Lage der Erdbahn-Elemente und der Kontinentalsockel vorausgesetzt – Ausdruck veränderter vorherrschender Störungsbahnen und Lagen stabilerer Hochdruck-Gebiete. Bei fortschreitender Klima-Änderung werden mit dem Weltmeeresspiegel auch die Land-Meer-Verteilung sowie bei einer Änderung der Eis- und Schneeverbreitung die Albedo (Eis/Schnee 60–80%, Grasland/Wald 10–20%) verändert. Dadurch bilden sich im Grenzbereich starke Temperatur-Gegensätze und kräftige Höhenwinde, welche statistisch den Verlauf der Zyklonen zu steuern vermögen.

Bei den älteren Glazialen und Interglazialen kommen noch Unsicherheiten über das im Laufe der Erdgeschichte – vorab in der Höhe – sich wandelnde Paläorelief hinzu. So verbleibt zunächst das Geschehen im letzten Interglazial, in den Interstadialen zwischen dem Vorstoßen und dem Abschmelzen der würmzeitlichen Eismassen und ganz besonders in der Nacheiszeit, in denen sich die Entwicklung des Klimas aufgrund der vorliegenden Fakten allmählich konkreter abzuzeichnen beginnt. Während sich die Mittel-Temperaturen auf $\pm 1°$ genau in den Warmzeiten und bis $2°$ genau in den Kaltzeiten

angeben lassen, liegt die Fehlergrenze bei den Niederschlagswerten – wie auch bei den heutigen Messungen – höher, bei rund 10–20%.

Das Klima im Pliozän und im ältesten Pleistozän

Für die Rekonstruktion der Klima-Entwicklung im Pliozän bieten sich am Alpen-S-Fuß die fossilen *Floren* von *Balerna*, *Pontegana*, SW bzw. W von Chiasso, sowie von *Induno*, N von Varese, an. Diese werden entweder ins untere oder ins obere Zanclean (V. Longo, 1968) gestellt. Leider haben auch die magnetostratigraphischen Untersuchungen (G. Rogenmoser, 1981) die stratigraphische Stellung nicht näher zu präzisieren vermocht. Da aufgrund der Floren die Temperaturen damals nur um 1,5–2° C höher waren als heute (S. 345), lassen sich für das *obere Zanclean* von *Balerno–Induno* folgende Mittelwerte angeben:
Kält. Monat 3,5–4°, wärm. Monat 22,5–23°, Jahr 13–13,5° C, Niederschlag 170–180 cm/J.
Heute betragen die Mittelwerte in Lugano (278 m):
Januar 1,9°, Juli 21,4°, Jahr 11,7° C, der Jahresniederschlag 174 cm.
Dabei liegt Lugano heute gegenüber den seinerzeit nahezu auf Meereshöhe gelegenen Pliozän-Fundstellen um 278 m höher, so daß die korrigierte Temperatur-Differenz zwischen den beiden höchstens noch 0,3–1° beträgt.
Für die Alpen-N-Seite würden sich zwischen *Zürich* (als Klimastation des zentralen und östlichen Mittellandes) und *Basel* (als solcher des S-Endes des Oberrheingrabens) ergeben:
Kältester Monat 0,5–1,5°, wärmster Monat 19–19,5°, Jahr 10–10,5° C, während die Niederschläge – wie heute – zwischen 80 und 120 cm geschwankt haben mögen.
Heute betragen die Mittelwerte der beiden Stationen:
– Zürich (569 m): Januar -0,4°, Juli 17,5°, Jahr 8,5°, der Jahresniederschlag 115 cm;
– alter Botanischer Garten (425 m): Januar -0,1°, Juli 19,1°, Jahr 9,6°;
– Basel (317 m): Januar +0,7°, Juli 18,6, Jahr 9,6°, der Jahresniederschlag 81 cm.
Über die Klimawerte zur Zeit der *pliozänen* und *ältest-pleistozänen Kaltzeiten* lassen sich nur bescheidene Hinweise gewinnen. So lag der Eisrand wohl wenig außerhalb des würmzeitlichen (Fig. 296). Doch über das Relief der damaligen Alpen, des Jura, von Vogesen und Schwarzwald fehlen verläßliche Angaben. Aufgrund der noch anhaltenden Gebirgsbildung dürften die Alpen bereits zum Hochgebirge emporgestaut gewesen sein. Wenn diese auch durch den anhaltenden Abtrag während der Schüttung der unter- und mittelmiozänen Schuttfächer über 20 Millionen Jahre seit dem jüngsten Oligozän (Hantke, 1982b) viel von ihren andinen Höhen eingebüßt haben, so sind sie wiederum in mehreren Phasen hochgestaut worden, zunächst an der Wende vom jüngsten Miozän zum Pliozän, im Messinian, und später im Pliozän selbst, in dem am damaligen Alpen-Rand die Helvetischen Kalkalpen zum Gebirge emporgehoben worden sind. Diese hatten jedoch noch nicht ihre heutigen Höhen erreicht; doch dürften sie mit ihren zusammenhängenden Hochflächen Nährgebiete von vergleichbarer Größenordnung aufgewiesen haben. Zugleich vollzog sich ein erster Hochstau der Massive, des westlichen Mittellandes und des Hochjura, was durch das Umkippen der Entwässerung gegen E, zur Donau, belegt wird (Hantke, 1982a).
In der nächsten Kaltzeit, während der Schüttung der *Sundgau-Schotter*, wurde der nördlichste Faltenjura bei seiner letzten, nach N fortschreitenden Aufstauchung an und auf den Tafeljura geschoben. Ebenso sind die Helvetischen Kalkalpen weiter hochgestaut

Fig. 296 Erste Bildung von Eiskalotten in Vogesen, Schwarzwald und Jura im obersten Miozän (früher «Pliozän») und Entwässerung der N-Schweiz gegen NE, zur Donau. In dieser Kühlzeit wurden Vogesen-Gerölle noch bis ins Delsberger Becken geschüttet. * Vulkane. Fig. 296 bis 300 aus HANTKE, 1982.

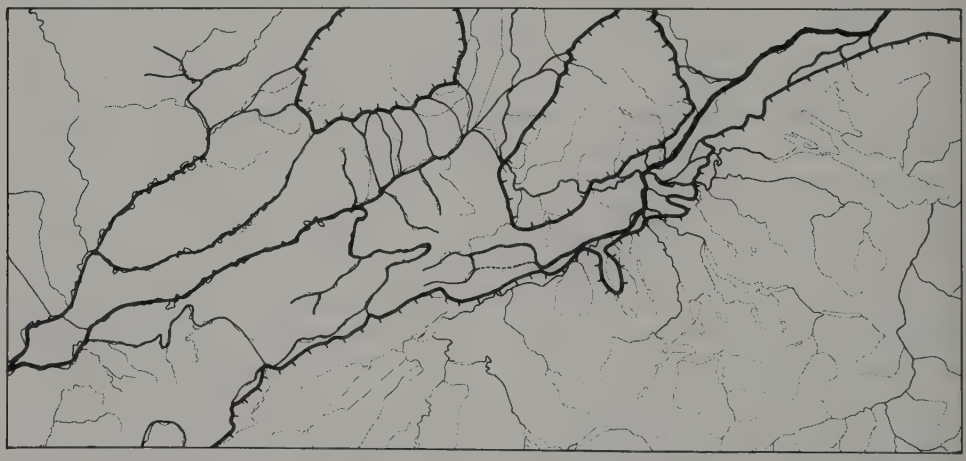


Fig. 297 Die Eiskalotten von Vogesen und Schwarzwald sowie der N-Rand des alpinen Eisstromnetzes mit dem von ihnen aus sich entwickelnden Gewässernetz in der ersten Kaltzeit, der Biber-Eiszeit. Die Entwässerung der N-Schweiz erfolgte noch immer gegen NE, zum Schwarzen Meer, diejenige des Jura-Randes, des SW-Schwarzwaldes und der S-Vogesen gegen SW, zum Mittelmeer.

worden. Durch die Ausbildung verbogener Überschiebungsbahnen, den Hochstau und das Aufbrechen jüngster Längsfalten in den Helvetischen Decken erreichten sie nunmehr mindestens ihre heutigen Höhen.

Zur *Wanderblock-Kaltzeit* (HANTKE, 1974; Bd. 1, S. 268 ff.; Fig. 297) dürften in der NW-Schweiz außerhalb der vereisten Areale folgende Mittel-Temperaturen auf der Alpen-N-Seite geherrscht haben:

Kält. Monat -10 – -8°, wärm. Monat 10–12°, Jahr 0 – + 2°C; Niederschlag 45–55 cm/Jahr.

Für die *Sundgau-Schotter-Kaltzeit* (Fig. 298) dürfte mit folgenden Klimawerten gerechnet werden:

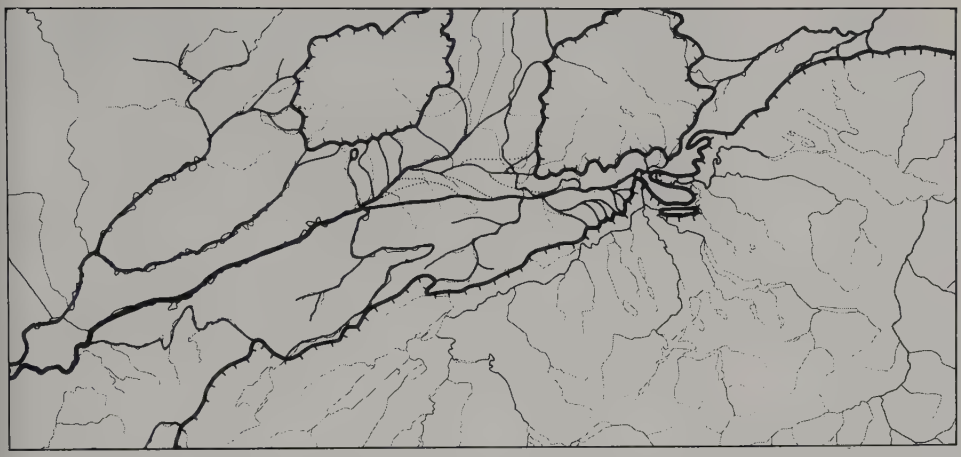


Fig. 298 In der ersten pleistozänen Kaltzeit, der Donau-Eiszeit, bewirkte das eingebrochene Hochrheintal eine Entwässerung der N-Schweiz gegen W durch den Sundgau und die Burgundische Pforte zum Doubs, zur Saône und damit zum Mittelmeer.

Kältester Monat -13 – -11°, wärmster Monat 9–11°, Jahr -2 – 0°C, wobei sich die Niederschläge zwischen 35 und 45 cm/Jahr bewegt haben mögen.
Für das Gebiet des *Hochrheins* betragen die Mittelwerte *heute:*
Kält. Monat -1–0°, wärm. Monat 18–19°, Jahr 9–9,5°C, Niederschläge 80–100 cm/Jahr.
Aus den *ältesten Interglazialzeiten* liegen aus der Schweiz keine fossilen Floren und auch keine weiteren biologischen Hinweise über das Klima vor. Aufgrund der Floren aus den Randgebieten der N-europäischen Vereisung dürften sich jedoch die Temperaturen auch in der Schweiz zwischen den pliozänen und den heutigen Mittelwerten bewegt haben.
In der *Günz-Eiszeit* mögen gegenüber der Würm-Eiszeit die Mittel-Temperaturen, aufgrund der geringeren Reichweite der Gletscher (Fig. 298) gegenüber den würmzeitlichen, etwas höher gewesen sein:
Kält. Monat -12 – -10°, wärm. Monat 10–12°, Jahr -1 – +1°, Niederschlag 40–50 cm/Jahr.
Erst aus der nächsten Interglazialzeit, aus welcher SW von Rheinfelden *Tsuga* – Hemlocktanne – bekannt geworden ist (Bd. 1, S. 150f.), ergeben sich verläßlichere Mittelwerte:
Kält. Monat 0–2°, wärm. Monat 18–20°, Jahr 9–11°C, Niederschlag 85–115 cm/Jahr.

Das Klima im mittleren Pleistozän

In der *Mindel-* und in der *Riß-Eiszeit* vereinigten sich die Gletscher der Alpen-N-Seite zu einem zusammenhängenden Eisstromnetz. Wohl in einem letzten, durch seine Auswirkungen feststellbaren Aufstau der massivischen Bereiche der Alpen stieß das Eis bis über Laufenburg vor (Fig. 299). Im Raum Rheinfelden–Basel dürften folgende Mittel-Temperaturen geherrscht haben:
Kält. Monat -15 – -13°, wärm. Monat 7–9°, Jahr -4 – -2°C, Niederschlag 25–30 cm/Jahr.
Für das dazwischenliegende *vorletzte Interglazial* ergeben sich aus der tieferen fossilen Florenabfolge von Meikirch (M. Welten, 1976, 1978, 1981, 1982), fürs Hochrheingebiet:
Kält. Monat 0–1°, wärm. Monat 18–19°, Jahr 9–10°C, Niederschlag 80–110 cm/Jahr.

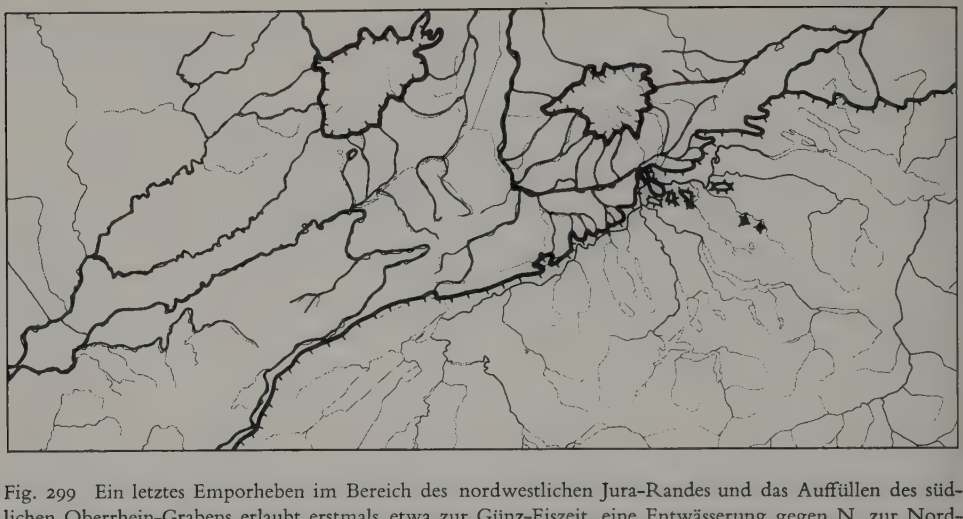


Fig. 299 Ein letztes Emporheben im Bereich des nordwestlichen Jura-Randes und das Auffüllen des südlichen Oberrhein-Grabens erlaubt erstmals, etwa zur Günz-Eiszeit, eine Entwässerung gegen N, zur Nordsee. Damit entspricht das Gewässernetz grundsätzlich dem heutigen.

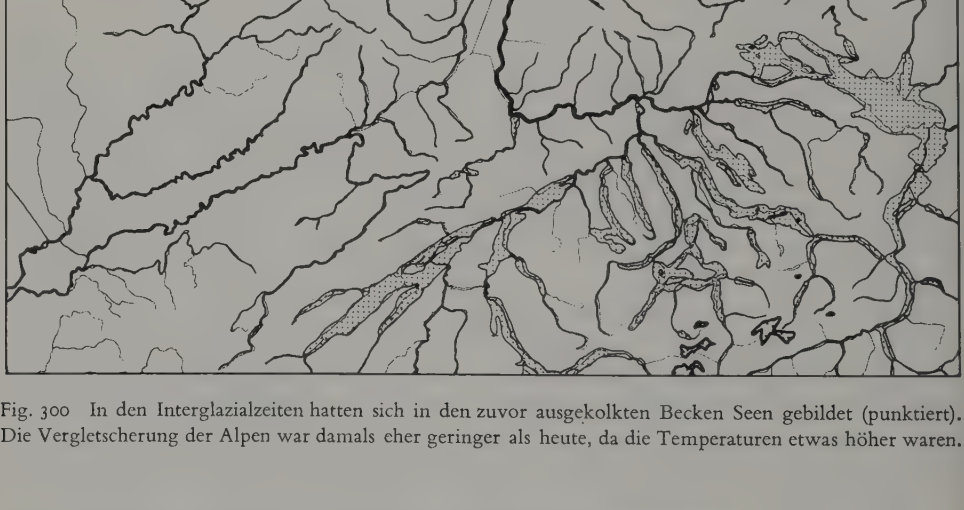


Fig. 300 In den Interglazialzeiten hatten sich in den zuvor ausgekolkten Becken Seen gebildet (punktiert). Die Vergletscherung der Alpen war damals eher geringer als heute, da die Temperaturen etwas höher waren.

Zum Klima im letzten Interglazial und in den Frühwürm-Interstadialen

Aus der jüngeren interglazialen Flora von Meikirch und der Umgebung von Zürich (M. Welten, 1981a, b, 1982), aus verschiedenen *interglazialen Floren* Mitteleuropas (B. Frenzel, 1972, 1976, 1978, 1980; E. Grüger, 1976, 1978, 1979; G. Woillard, 1975, 1978a, b, 1979) sowie aus der Flora der Höttinger Brekzie bei Innsbruck resultieren für das *letzte Interglazial* des *Hochrhein-Gebietes:*
Kältester Monat 1–3°, wärmster Monat 19–21°, Jahr 10–12° C.
Die Niederschläge werden sich auch im vorletzten und im letzten Interglazial zwischen 80 und 120 cm/Jahr bewegt haben, so daß das Klima im letzten Interglazial eher etwas

trockener gewesen sein dürfte. Dabei sind die alpinen Gletscher in der vorletzten Interglazialzeit bis fast in die heutigen Endlagen, in der letzten bis in jene der nacheiszeitlichen Wärmezeit, also gar wohl noch etwas weiter zurückgeschmolzen als heute. Im Mittelland haben sich in den Becken, wie im vorletzten Interglazial, Seen gebildet (Fig. 300).
Für die durch fossile Floren und ganze Vegetations-Sukzessionen belegten Interstadiale, deren Zahl, Wärme-Inhalt und zeitliche Gleichsetzung jedoch mit zunehmendem Alter leider immer unsicherer wird und durch «ungestörte» Profile außerhalb des Würm-Maximums weiter gefestigt werden muß, hat Frenzel (1980) durch Vegetationsvergleiche versucht, ihre Temperatur-Mittelwerte zu ermitteln. Zudem haben sich selbst bei gleichzeitig über größere Räume erfolgten Klimaschwankungen diese nicht überall gleich stark ausgewirkt, so daß sich recht unterschiedliche Mittelwerte ergeben müssen.
Nach dem Riß/Würm (=Eem)-Interglazial hat sich ein erster markanter Kälteschub eingestellt, der die alpinen Gletscher kräftig vorstoßen ließ. Dann folgen wie im Bereich der N-europäischen Vereisung auch im alpinen Raum und dessen Vorland einige Interstadiale, die denen im Norden – Amersfoort(?)-, Brörup- und Odderade-Interstadial – entsprechen dürften und die ebenfalls durch kühlere Abschnitte getrennt werden (Frenzel, Woillard, Grüger, 1979; Welten, 1981a, b, 1982).
Im Schwäbischen Alpen-Vorland fand jedoch Frenzel (1973, 1976, 1978, 1980) zwischen den Endmoränen der Riß- und der Würm-Eiszeit fast ausnahmslos Ablagerungen, die unter einem Klima eines Fichten-Föhren-Waldes mit etwas Tanne entstanden sind, also eine Vegetation von eher interstadialem Charakter, die er nach dem Profil bei Füramoos SE von Biberach als *Füramoos-Warmzeit* bezeichnet hat und für die er eine Zuordnung zum Brörup-Komplex als möglich erachtet. Echte Interglaziale dagegen traf er bisher nur an zwei Stellen: in Krumbach W des Federsees und bei Seibranz S von Bad Wurzach. Von diesen ist dasjenige von Krumbach gestört, von Moräne oder Fließerde aus Moräne überlagert (Frenzel, 1978, 1980; B. Urban, 1978; J. Werner, 1978), was Konsequenzen für die bisherige Alterszuordnung der Moränen hätte (vgl. S. 579f.).
Für die *frühwürmzeitlichen Kaltzeiten* direkt *vor* bzw. *nach* dem Brörup-Interstadial zieht Frenzel einen Vergleich der Pollenflora der SW-Vogesen (Grande Pile) mit der heutigen Vegetation der SE-russischen Waldsteppe heran. Für diese betragen die Mittelwerte:
Januar -11,9°, Juli 19,6°, Jahr 3,7° C, Niederschlag 414 mm/Jahr.
Das *Alpen-Vorland* von Biberach bis Penzberg vergleicht Frenzel mit Saratov-Uralsk:
Januar -12°, Juli 21,6°, Jahr 5,0° C, Niederschlag 370 mm/Jahr.
Die Werte scheinen jedoch für das nördliche Alpen-Vorland eine zu hohe Kontinentalität des Klimas widerzuspiegeln, was schon Frenzel festhält. Auch H. Flohn (schr. Mitt.) hat zu einem solchen Vergleich erhebliche Bedenken. Zudem tragen sie dem sommerlichen Gletscherwind am Rande der nordalpinen Vereisung zu wenig Rechnung.
Für das Gebiet *Zürich–Basel* dürften sich folgende Mittelwerte rechtfertigen:
Kält. Monat -9 – -7°, wärm. Monat 11–13°, Jahr 1–3° C, Niederschlag 50–70 cm/Jahr.
Im *Brörup-Interstadial* haben sich die Wachstumsbedingungen gebessert: das Klima ist feuchter geworden, aber noch relativ kontinental geblieben. Frenzel vergleicht die damalige Vegetation der *SW-Vogesen* mit den Mittelwerten in höheren Lagen (um 1400 m) der französischen S-Alpen: Januar -3°, Juli 17,2°, Jahr 7,7° C, Niederschlag 750 mm/Jahr.
Im *deutschen Alpen-Vorland* bei einem Vegetations-Vergleich mit dem Gebiet Moskau–Leningrad sind die Mittelwerte: Jan. -9,7°, Juli 16,2°, Jahr 3°, Niederschlag 552 mm/Jahr.
Für die *N-Schweiz* (Zürich-Basel) ergeben bei der deutlich ozeanischeren Lage:
Kält. Monat -4 – -2°, wärm. Monat 14–16°, Jahr 5–7° C, Niederschlag 70–85 cm/Jahr.

Zur Zeit des *Hengelo-Denekamp (= Stillfried B)-Interstadial-Komplexes* dürfte das Klima bereits etwas kühler und kontinentaler gewesen sein. Frenzel vergleicht die Pollenflora der *SW-Vogesen* mit der Vegetation der Gegend des zentralrussischen Woronesch mit folgenden Mittelwerten: Januar -11,5°, Juli 19°, Jahr 4,2°C, Niederschlag 468 mm/Jahr. Für die *N-Schweiz* (Zürich-Basel) ergäben sich wieder ausgeglichenere Mittelwerte: Kält. Monat -8 – -6°, wärm. Monat 12–14°, Jahr 3–5°C, Niederschlag 50–65 cm/Jahr. Die Differenz im Vegetationscharakter und damit im Paläoklima sieht Frenzel zu Recht in der unterschiedlichen Vorgeschichte. Vor dem Brörup-Interstadial ist die Gehölz-Vegetation nicht so weit in südliche Refugien zurückgeworfen worden wie vor den Hengelo-Denekamp-Interstadialen. Sodann dürfte auch die Aufgliederung des Stillfried B-Komplexes in zwei selbständige Böden, also durch eine markante, das Zurückwandern der Vegetation hemmende Kaltphase, im Brörup-Interstadial-Komplex, nicht mit dieser Schärfe stattgefunden haben.
Gegenüber dem Interglazial liegen jedoch die Klimawerte – Temperaturen und Niederschlagsmengen – deutlich tiefer. Sodann weisen zahlreiche Löß-Profile und Pollendiagramme darauf hin, daß der Übergang von der interstadialen Bodenbildung zu stadialen Klima-Bedingungen scharf ist, so daß dieser sich offenbar rasch vollzogen hat; es sei denn, ein solcher wäre durch eine Schichtlücke vorgetäuscht. Anderseits gehen manche interstadiale Böden diffus in den hangenden Löß über, so daß es scheint, als ob die warmzeitliche Sedimentation allmählich in eine kühlzeitliche überleiten würde. Aufgrund von Pollendiagrammen suchte die Vegetation in den auf die einzelnen Kälteschübe folgenden Abschnitten immer wieder erneut Fuß zu fassen, so daß der Übergang von Schattholz-Wäldern über gemischte Schattholz- und Halbschattholz- zu Lichtholz-Wäldern und weiter zu Heiden, Steppen und Tundren sich schrittweise vollzog und längere Zeit benötigte.

Die Klimawerte im Hochwürm

Im *Hochwürm* sind die Temperaturen in Mitteleuropa nochmals stark abgefallen. Für die *SW-Vogesen* zieht Frenzel einen Vergleich mit der Baraba-Steppe in S-Sibirien mit folgenden Mittelwerten heran:
Januar -17,6°, Juli 19,3°, Jahr 1°C, Niederschlag 273 mm/Jahr.
Doch dürften die Winter-Temperaturen infolge der wesentlich atlantischen Lage höher, die Sommer-Temperaturen jedoch durch den Gletscherwind abgesenkt und die Niederschlagsmenge etwas höher gewesen sein.
Die Vegetation des *deutschen Alpen-Vorlandes* vergleicht Frenzel aufgrund der Pollenfloren mit dem heutigen Pamir: Jan. -18,7°, Juli 14,0°, Jahr -1,8°C, Niederschlag 116 mm/Jahr. Wiederum liegen die Temperatur-Mittelwerte bei einem Vergleich mit diesem Gebirgsland zu extrem. Für die N-Schweiz (Baden–Basel) dürften sich daher mit H. Flohn (schr. Mitt.) folgende Mittelwerte rechtfertigen:
Kältester Monat -14 – -12°, wärmster Monat 8–10°, Jahr -3 – -1°C, Niederschlag in den letzten Vorstoßphasen 45–60 und in den Maximalständen höchstens noch 30–35 cm/Jahr.
Aufgrund der Klimawerte von vergleichbaren Vegetationsgebieten, die infolge heute fehlender entsprechender mitteleuropäischer Gebiete fast durchwegs aus kontinentalen Bereichen stammen, erhält Frenzel für das *südliche Mitteleuropa* hochwürmzeitliche Werte, die sich um 17,7° tiefere Januar-, um 1,1° tiefere Juli-, um 9,9°C tiefere Jahres-

mittel und um 585 mm geringeren Jahresniederschlag von den heutigen unterscheiden. Für das *Schwäbisch-Bayerische Alpen-Vorland* beläuft sich dieses Niederschlagsdefizit mit nur 116 mm bei 790 mm heutigem Jahresniederschlag gar auf 674 mm.

Daß sich in den Kaltzeiten gegen E eine offenbar rasch zunehmende Kontinentalität eingestellt hat, wird schon durch die mächtigen Löß-Profile E-Europas eindrücklich belegt, während solche in der N-Schweiz eher bescheidene Ausmaße erreichen. Durch den Abfall des Weltmeeresspiegels sind die südliche Nordsee und der Ärmelkanal trockengefallen; in W-Europa hat sich in der Konfiguration wegen der Tiefe des Golfes von Biscaya jedoch in den Eiszeiten nur wenig geändert. Nach W. F. Ruddiman & A. McIntyre (1981) führte die Biscaya bis ins frühe Spätwürm arktisches Treibeis. Im Sommer bewirkte das kalte Wasser stabile Schichtung und geringe Verdunstung.

In allen Kaltzeiten wirkten die hochaufragenden Alpen für die Feuchtigkeit bringenden NW-, W- und SW-Winde als verstärkte Barriere. Zudem wurden die Alpen vor der Riß- und vor der Würm-Eiszeit jeweils noch weiter emporgestaut. Gegen das Ende der Interglazialzeiten haben sie sich zudem noch isostatisch um einige Zehner von Metern gehoben, so daß das Klima dahinter, im Niederschlagsschatten, noch trockener geworden ist, während sich die ohnehin geringere Feuchtigkeit bereits in den westlichen Vogesen, im Jura, auf der W- und auf der NW-Seite der Alpen niedergeschlagen hat. Dies kommt auch in der gegen NW immer tiefer abfallenden klimatischen Schneegrenze und in der Reichweite der Gletscher klar zum Ausdruck. Diese haben E bzw. S des Alpen-Hauptkammes, E des Mont Cenis, in den Stura-Tälern, im Orco-, im Aosta- und im Sesia-Tal (S. 529), im Regenschatten der W-Alpen, geringere Ausmaße erreicht, jedoch weiter im E, im Tessin, im Comer See-Gebiet, in den Bergamasker Alpen, in den Judikarien und im Gardasee-Gebiet, dank der schneebringenden SW-Winde wieder etwas mehr Eisnachschub bekommen. Wegen der SW-Exposition haben sie jedoch in den Bergamasker Alpen an Bedeutung eingebüßt, so daß die Bergamasker Gletscher bereits in den Tälern verblieben sind (S. 331 f.), während sonst die Südalpen kräftig vergletschert waren, da offenbar das Mittelmeer außer der nördlichen Adria als Wasserdampf-Quelle wirkte (J. Thiede, 1978; R. C. Thunell, 1979).

Bei der Abschätzung der Klima-Werte ist daher den Regenschatten-Effekten ebenfalls Rechnung zu tragen, auch wenn es schwerhält, sie für die Eiszeiten zahlenmäßig zu fassen, und den Niederschlagswerten ohnehin die größten Fehler anhaften.

Der Einfluß der Front der N-europäischen Vereisung zeichnet sich vorab im nördlichen Mitteleuropa aus. Ein analoger Effekt wirkt sich im Frontbereich der alpinen Gletscher aus; daher erscheinen die Juli-Mittel im Hochrheintal tiefer, die Januar-Mittel höher als die Paläotemperatur-Werte, die Frenzel für die SW-Vogesen und das Schwäbisch-Bayerische Alpen-Vorland angibt.

Wie es für den Aufbau des Eisstromnetzes einer erheblichen Niederschlagsmenge in Form von Schnee bedurfte, so benötigte das Abschmelzen und Zurückweichen der Gletscher einen bedeutenden Wärme-Inhalt, der namentlich in kontinentalen Bereichen durch sommerliche Staubstürme zu einer Verschmutzung der Eisoberfläche und damit zu einer geringeren Albedo führte.

Nach Schüttung der inneren Jung-Endmoränen (Zürich-Stadium) mit Mittelwerten von: Kält. Monat -13 – -11°, wärm. Monat 9–11°, Jahr -2 – 0°C, Niederschlag 35–45 cm/Jahr, trat eine erste Erwärmung ein. Sie ließ die Gletscher in den Seebecken nach einer langen Anfangsphase, in der sich zunächst im untersten Becken ein erster Zürichsee bildete, rasch zurückweichen. Dabei hob sich die Eiszunge vom Untergrund ab und zerbrach.

Für das *Eisfreiwerden* des *Alpen-Vorlandes* lassen sich folgende Mittelwerte angeben: Kält. Monat -10 – -8°, wärm. Monat 10–12°, Jahr 0–2°C, Niederschlag 40–50 cm/Jahr. Mit dem Zurückschmelzen der Gletscher *in die Alpentäler* nahmen Temperaturen und langsam auch die Niederschlagsmengen dank der Seen-Bildung in den freigegebenen Wannen weiter zu. Bei den einzelnen Stadien, kleineren Wiedervorstößen, erfolgten wiederum Abfälle der Jahresmittel um 1–1,5°, bei den größeren, etwa beim Churer- und beim Suferser Wiedervorstoß, gar solche um 1,5–2°. Dabei mögen die Sommertemperaturen um 1,5–2° bzw. um 2–2,5° abgefallen sein.

Im Waadtländer Mittelland hat M.-J. Gaillard (schr. Mitt., 1983) zwischen Jura und Voralpen vorab die Vegetationsentwicklung im Spätwürm verfolgt und dabei die einzelnen Abschnitte mit der heutigen Vegetation mit alpinen Gletscherrändern und Mooren sowie mit nordeuropäischen Gebieten verglichen. Für die *noch unbewaldeten Abschnitte* zeichnen sich, wie aus der Begleitflora hervorgeht, bedeutende Temperatur-Differenzen ab. In der *Artemisia*-Steppe mit *Saxifraga oppositifolia* finden sich neben arcto-alpinen Steinbrech-Arten – *S. oppositifolia* und *S. aizoides* –, die nicht über 13° Juli-Mittel ansteigen, einerseits Arten kühler Standorte – *Gypsophila repens*, *Trollius europaeus* und *Armeria*, anderseits aber auch solche wärmerer und vor allem trockenerer Standorte – *Scleranthus annuus*, *Centaurea scabiosa*, *C. nigra*, *Bupleurum ranunculoides*, *Ephedra distachya*. Diese letzte ist gegenüber der Temperatur relativ indifferent, bevorzugt ein trockenes Klima und trockene Böden (I. Iversen, 1954). Dabei ergeben sich folgende Mittelwerte: Kältester Monat -7 – -5°, wärmster Monat 11–13°, Jahr 2–4°, Niederschlag 45–55 cm/Jahr. In der nächsten Zone, in der *Artemisia*-Steppe mit Chenopodiaceen, gehen die Pionierarten zurück, und die Arten alpiner Moore nehmen zu.

In der *Artemisia-Betula nana*-Vergesellschaftung mit *Selaginella selaginoides* schließlich gibt *S. selaginoides* gute Klima-Hinweise. E. Kolstrup (1979, 1980) gibt hiefür ein Juli-Mittel zwischen 7 und 17° und ein Optimum zwischen 10 und 14°an.

Für das Gebiet zwischen Zürich und Basel ergeben sich damit folgende Werte: Kält. Monat -5 – -3°, wärm. Monat 13–15°, Jahr 4–6°C, Niederschlag 50–60 cm/Jahr. Erst nach 14000 v. h. dürften die Jahresniederschlagsmengen Werte erreicht haben, die das Hochkommen von Bäumen erlaubten.

Anderseits werden die Begleitarten – *Gypsophila repens*, *Armeria*, Cruciferen – selten, was darauf hinweist, daß die mittlere Juli-Temperatur nunmehr 13° überschritten hat. Während *Betula nana* in N-Europa ein Juli-Mittel von 10° nicht überschreitet, hat sie sich im Jura und in den Voralpen bis zu einem solchen von 15° entwickelt. Zugleich deutet das regelmäßige Vorkommen von *Artemisia* und *Ephedra* in der Ältesten Dryaszeit auf ein relativ trockenes Klima hin (Iversen, 1954).

Wie schon beim Vorstoß (S. 589f.), so haben sich auch beim Abschmelzen der alpinen Gletscher Pflanzengesellschaften eingestellt, deren genaue Äquivalente sich heute nirgends mehr finden, was auch schon von verschiedenen Forschern festgehalten worden ist (P. D. Moore, 1981; W. A. Watts, 1981).

Zu *Beginn* des *Spätwürm-Interstadials*, im *Bölling*, mögen nachstehende Mittelwerte erreicht gewesen sein: Kält. Monat -4 – -3°, wärm. Monat 16–17°, Jahr 6–7°C, Niederschlag 60–90 cm/Jahr; gegen *Ende*, im *Alleröd*, scheint sich eher ein etwas trockeneres Klima eingestellt zu haben: Kält. Monat -4 – -2°, wärm. Monat 16–18°, Jahr 6–8°C, Niederschlag 50–80 cm/Jahr.

Der durch einen Abfall der Waldgrenze um rund 600 m und eine Auflockerung der Waldbestände sich abzeichnende Rückschlag der *Jüngeren Dryas-Zeit* erbrachte noch: Kält. Monat -6 – -4°, wärm. Monat 13–15°, Jahr 3,5–5,5° C, Niederschlag 45–70 cm/Jahr. Dies dürfte sich auch mit den an fossilen Käfern (G. R. Coope & M. J. Joachim, 1980) und aus Isotopenverhältnissen $\delta^{18}O$ und $\delta^{13}C$ an spätglazialen Süßwasser-Karbonaten (U. Eicher, 1979) ermittelten tieferen Werten von ungefähr 3 bzw. 3–4° C decken. Aufgrund der abrupten Änderung der $\delta^{18}O$-Werte kurz vor 13000, nach 11000 und um 10000 Jahre v. h. fanden damals offenbar kurzfristige, aber klimatisch umwälzende Ereignisse statt. Eicher & Siegenthaler (1982) schätzen, daß sich dabei die Temperaturen bereits innerhalb eines Jahrhunderts um 4–8°C (!) geändert haben.
Während des Präboreals stiegen die Temperaturen und die Niederschlagsmengen, wenn auch nicht kontinuierlich, so doch generell weiter an, so daß im *Boreal* schon folgende Mittelwerte erreicht gewesen sein dürften:
Kält. Monat -3 – -1°, wärm. Monat 17–19°, Jahr 7–9° C, Niederschlag 65–100 cm/Jahr.
In den *wärmsten Abschnitten* des *Atlantikums* mögen sich auf der Alpen-Nordseite folgende Mittelwerte eingestellt haben:
Kält. Monat +2 – 3°, wärm. Monat 20–21°, Jahr 11–12° C, Niederschlag 80–120 cm/Jahr.
In den verschiedenen Kühlphasen des Holozäns dürften die Mittel-Temperaturen um 1–1,5°, an der Wende vom Jüngeren Atlantikum zum Subboreal, in der jüngeren Rotmoos-Kaltphase, wohl über 2° tiefer gelegen haben (G. Patzelt, 1973; G. Furrer et al., 1980, 1981; M. Girard et al., 1981).

Das Klima in der jüngeren und jüngsten Nacheiszeit

Erst das Klima der jüngeren und jüngsten Nacheiszeit ist zeitlich und betragsmäßig präziser faßbaren Veränderungen unterworfen. Dies äußert sich in den Bewegungen der Waldgrenze um 200–300 m, in Vorstößen und im Zurückschmelzen der Gletscherfronten um höhenmäßig 250–500 m (Unterer Grindelwald-Gletscher, Trift-Gletscher) sowie im Spätholz-Zuwachs der Waldbäume (F. Renner, 1982; Fig. 302). Noch für die Bronzezeit und für das Mittelalter mögen die Mittel-Temperaturen um 1–1,5° höher gelegen haben als heute, was durch Pollendiagramme (H. Zoller et al., 1966; Patzelt, 1973; L. King, 1974; S. Bortenschlager, 1977) und fossile Baumstrünke belegt wird, die vom zurückschmelzenden Gletschereis freigegeben worden sind und die dendrochronologisch und ^{14}C-datiert werden konnten (G. Patzelt, 1977; F. Röthlisberger, 1976; G. Furrer et al., 1980, 1981; Renner, 1982; W. Bircher, 1982). Dabei dürften die Temperaturen der Sommermonate gegen die obere, jene der Wintermonate eher gegen die untere Grenze gestrebt haben.
Aus geschichtlicher Zeit liegen außer Daten aus Eiskernen (W. Dansgaard, 1980; H. Oeschger, 1980; Oeschger & U. Schotterer, 1981), von historischen Gletscherständen (B. Messerli et al., 1976; H. Zumbühl, 1980, 1982), Aufzeichnungen von Wetterbeobachtungen und ersten Messungen zahlreiche weitere Datenquellen vor: Blüte-, Reife- und Erntezeiten von Kulturpflanzen, Weinertrag und -qualität, Zehnten-Abgaben, Spätholz-Dichte etc., die Ch. Pfister (1975, 1979, 1980 et al., 1981) auszuwerten versucht hat und die mithelfen, den Gang des Klimas der letzten 450 Jahre nachzuzeichnen. Daß dabei die Bewegungen benachbarter Gletscher vergleichbarer Größe und Exposition streng gleichsinnig, Klima-abhängig, erfolgen, wird durch Untersuchungen am Oberen und

Unteren Grindelwald-Gletscher im Vergleich mit der 210jährigen Basler Temperaturreihe belegt. Dabei hinkt allerdings der Untere Gletscher wegen seines größeren Einzugsgebietes etwas nach (Zumbühl & P. Messerli, 1980). Die von Pfister zusammengetragenen Daten veranschaulichen die Klima-Verschlechterung der letzten 4 Jahrzehnte des 16. Jahrhunderts. Diese hat mit ihren drei Folgen kühler und feuchter Sommer – 1560–64, 1569–79 und 1585–97 (1588 mit 77 Niederschlagstagen in den Sommermonaten = 84%) – Temperatur-Abfälle von 0,8, 1,0 und 1,3 °C und bis 22 cm höheren Jahresniederschlagsmengen – das Little Ice Age, die «Kleine Eiszeit» – eingeleitet. Sie ließen die Grindelwald-Gletscher um 1602 – zusammen mit zahlreichen Alpengletschern – bis gegen 1640 (E. Le Roy Ladurie, 1967, 1971) erste neuzeitliche Maximalstände erreichen (Messerli et al., 1976; Zumbühl, 1980; Pfister et al., 1981; Bd. 1, 386ff; Bd. 2, 434ff.). Weitere Gletschervorstöße erfolgten 1658–70, 1686–1720, und 1732–43. Nach dem überfahrenen Hochstand um 1767–78 erfolgten die Vorstöße um 1815–20. Diese sind das Ergebnis einer kurzfristigen (1812–17), aber äußerst intensiven Verschlechterung mit einer 1,7° niedrigeren Sommer-Temperatur im Jahr 1816. In den warmen Sommern 1826 und 1834 wich das Eis zwar zurück. Doch die folgenden kühlen Sommer ließen die Gletscher nach 1840 bis 1855 erneut vorstoßen.

Die rezenten Veränderungen aufgrund alljährlicher Messungen an schweizerischen Gletschern hat P. Kasser (1981) zusammengefaßt. Dabei hat er neben Längen-Änderungen (1835–1978) auch Flächen- (ab 1876) und Massen-Änderungen (ab 1922) aufgeführt. Nach den abflußreichsten Jahren mit bedeutendem Substanzverlust zwischen 1942 und 1950 hat die Aufwärts-Bewegung der Mittel-Temperatur aufgehört und haben die Gletscher begonnen, bei nahezu ausgeglichenen Massenbilanzen sich im Firngebiet zu erholen, während der Zungenschwund großer Gletscher noch anhält, bis sich der Eisnachschub normalisiert hat (Kasser, 1959, 1981). Dabei waren die Gletscher seit dem 13. Jahrhundert nie kleiner als um 1960.

Bleiben die Mittel-Temperaturen weiterhin auf der Höhe der letzten 30 Jahre, so werden die Abflußmengen zurückgehen, bis sie den Niederschlägen entsprechen. Zwischen 1965 und 1978 liegen 8 der abflußärmsten Jahre. Seit 1976 sind die Massenbilanzen gar positiv, so daß, wenn diese Tendenz weiter anhält, der Abfluß weiter zurückgehen und der Niederschlag als Eis gespeichert wird: die Gletscher stoßen vor. Damit bestehen engste Beziehungen zwischen Klima, Gletschergang und Abflußmengen, deren Messungen die feinste Reaktion auf Klima-Änderungen belegen (H. Lang, 1983).

Zweifellos wird es noch mancher Versuche bedürfen, bis die Klimawerte des Quartärs und die sie verbindenden Temperatur- und Niederschlagskurven endgültig akzeptiert werden können. Da diese bereits im Alpen-Vorland stark variieren, lassen sich kaum «mitteleuropäische», wohl nicht einmal «S-mitteleuropäische» Werte angeben. Schon für die beiden nur 72 km auseinander gelegenen Klimastationen Zürich und Basel, die durch knapp 400 m aufragende Jura-Ketten getrennt und durch nur 200 m hohe Pässe verbunden werden, höhenmäßig allerdings 252 m auseinander liegen, betragen die Unterschiede im Januar-, im Juli- und im Jahresmittel 1,1 °C, was aber mit der unterschiedlichen Höhenlage zusammenhängt. Dagegen weichen die Niederschläge mit den in Zürich um 34 cm höheren Werten um 40% voneinander ab. So wird es notwendig sein, möglichst viele, sorgfältig abgewogene Daten zu gewinnen, um den Klima-Ablauf flächenhaft über größere Räume skizzieren zu können. Damit ließen sich für die einzelnen Abschnitte des Quartärs Karten der Mitteltemperaturen und gleicher Jahresniederschläge zeichnen.

Bortenschlager, S. (1977): Ursachen und Ausmaß postglazialer Waldgrenz-Schwankungen in den Ostalpen. Erdwiss. Forsch., *13* – Wiesbaden.

Coope, G. R., & Joachim, M. J. (1980): Late-glacial environmental changes interpreted from fossil coleoptera from Cumbria, NW England – In: J. J. Lowe et al., ed.

Dansgaard, W. (1980): Palaeo-Climatic Studies on Ice-Cores – In: Oeschger, H., et al., ed.

Eicher, U. (1979): Die $^{18}O/^{16}O$- und $^{13}C/^{12}C$-Isotopenverhältnisse in spätglazialen Süßwasserkarbonaten und ihr Zusammenhang mit den Ergebnissen der Pollenanalyse – Diss. U. Bern – Bern.

–, & Siegenthaler, U., & Wegmüller, S. (1981): Pollen and Isotope Analyses of Late- und Post-Glacial Sediments of the Tourbière de Chirens (Dauphiné, France) – Quat. Research, *15/2*.

– & – (1982): Klimatische Informationen aus Sauerstoff-Isotopenverhältnissen in Seesedimenten – In: Gamper.

Frenzel, B. (1967): Die Klimaschwankungen des Eiszeitalters – Braunschweig.

– (1968): Grundzüge der pleistozänen Vegetationsgeschichte Nord-Eurasiens – Erdwiss. Forsch., *1* – Wiesbaden.

– (1976, 1978): Das Problem der Riß/Würm-Warmzeit im deutschen Alpen-Vorland – In: Frenzel et al., ed.

–, ed. (1977): Postglaziale Klimaschwankungen im südwestlichen Mitteleuropa – Erdwiss. Forsch., *13*.

– (1980): Das Klima der letzten Eiszeit in Europa – In: Oeschger, H., et al., ed.

– et al. (1972): Führer zu den Exkursionen der 16. wissensch. Tagung der DEUQUA – Stuttgart-Hohenheim.

– et al. (1976, 1978): Führer zur Exkursionstagung des IGCP-Projekts 73/1/24: «Quaternary Glaciations in the Northern Hemisphere» vom 5.–13. Sept. 1976 in den Südvogesen, im nördlichen Alpen-Vorland und in Tirol – Stuttgart-Hohenheim, Bonn-Bad Godesberg.

Furrer, G., et al. (1980, 1981): Zur Geschichte unserer Gletscher in der Nacheiszeit; Methoden und Ergebnisse – In: Oeschger, H., et al., ed. und Jb. SNG 1978, Brig – Basel.

Gaillard, M.-J. (1983): Etude palynologique de l'évolution tardi- et postglaciale de la végétation du Moyen-Pays romand (Suisse) – Diss. Bot. Cramer.

Gamper, M., ed. (1982): Beiträge zur Quartärforschung in der Schweiz – Phys. Ggr. U. Zürich, *1*.

– & Suter, J. (1982): Postglaziale Klimageschichte der Schweizer Alpen – GH, *37/2*.

Girard, M., Bintz, P., & Bocquet, A. (1981): La végétation et les climats au Tardiglaciaire et à l'Holocène en Savoie d'après l'étude pollinique des Grottes de Saint-Thibaud-de-Couz – B. AFEQ, *1981/2*.

Grüger, E. (1972): Pollenanalytische Untersuchungen am Profil Samerberg – In: Frenzel, B., et al.

– (1979a): Spätriß, Riß/Würm und Frühwürm am Samerberg in Oberbayern – ein vegetationsgeschichtlicher Beitrag zur Gliederung des Jungpleistozäns – G Bavar., *80*.

– (1979b): Die Seeablagerungen vom Samerberg/Obb. und ihre Stellung im Jungpleistozän – E + G, *29*.

Hantke, R. (1982a): Die jüngere Landschaftsentwicklung in der Nordschweiz – Mitt. natf. Ges. Schaffhausen, *32*.

– (1982b): Die jüngst-oligozäne Flora im Bergsturzanriß der Beichlen (Gem. Flühli, Kt. Luzern) – Mitt. NG Luzern, *27*.

Holzhauser, H.-P. (1982): Neuzeitliche Gletscherschwankungen – GH, *37/2*.

– & Wetter, W. (1982): Auswertung historischer Quellen zur jüngsten Gletschergeschichte – In: Gamper, ed.

Iversen, I. (1954): The Late-glacial flora of Denmark and its relation to climate and soil – Danm. g Unders., (2) *80*.

Kasser, P. (1959): Der Einfluß von Gletscherrückgang und Gletschervorstoß auf den Wasserhaushalt – Wasser-Energiewirtsch., *51/6*.

– (1981): Rezente Gletscherveränderungen in den Schweizer Alpen – Jb. SNG 1978, Brig – Basel.

King, L. (1974): Studien zur postglazialen Gletscher- und Vegetationsgeschichte des Sustenpaßgebietes – Basler Beitr. Ggr., *18*.

Kolstrup, E. (1979): Herbs as July temperature indicators for plants of the Pleniglacial and Late-glacial in the Netherlands – G Mijnb., *58*.

– (1980): Climate and stratigraphy in northwestern Europa between 30 000 BP and 13 000 BP, with special reference to the Netherlands – Meded. Rijks G Dienst, *32/15*.

Lang, H. (1983): Schnee und Eis als Faktoren im Wasserhaushalt – Mitt. Versuchsanst. Wasserbau, Hydrol., Glaziol. ETH Zürich, *71*.

Le Roy Ladurie, E. (1967): Histoire du climat depuis l'an mil – Paris.

– (1971): Times of feast, times of famine. A History of Climate since the Year 1000 – London.

Longo, V. (1968): Geologie und Stratigraphie des Gebietes zwischen Chiasso und Varese – Diss. U. Zürich.

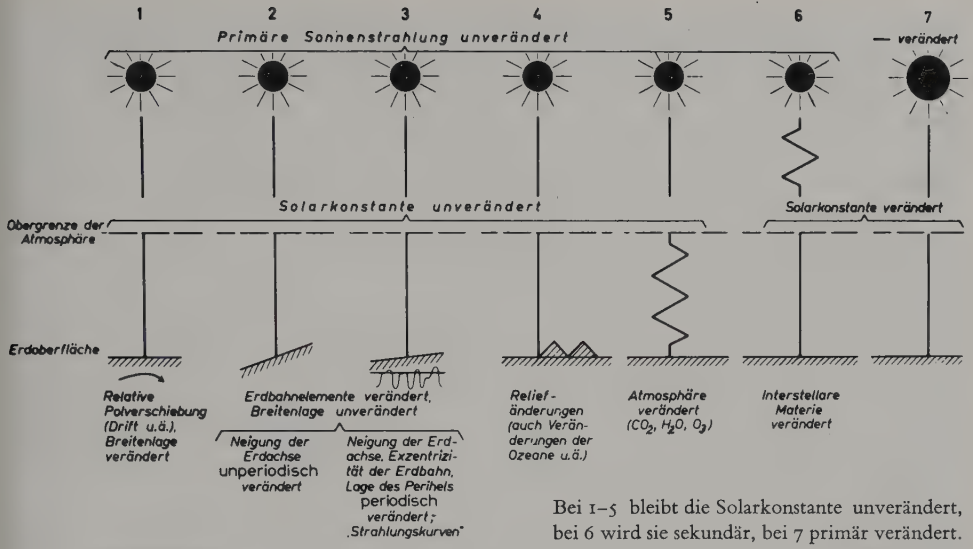
Lowe, J. J., Gray, J. M., & Robinson, J. E. (1980): Studies in Late-glacial of North-West Europe – Oxford.

Maisch, M. (1982): Zur Gletscher- und Klimageschichte des alpinen Spätglazials – GH, *37/2*.

Messerli, B., et al. (1976): Die Schwankungen des Unteren Grindelwaldgletschers seit dem Mittelalter. Ein interdisziplinärer Beitrag zur Klimageschichte – ZGG, *11/1*.

Mitchell, J. M. (1980, 1981): History and Mechanisms of Climate – In: Oeschger, H., et al. und Jb. SNG 1978.

Moore, P. D. (1980): The reconstruction of the Late-glacial environment: some problems associated with the interpretation of pollen data – In: J. J. Lowe et al., ed.
Müller, H. (1965): Eine pollenanalytische Neubearbeitung des Interglazial-Profils von Bilshausen (Unter-Eichsfeld) – G Jb., *83*.
– (1974): Pollenanalytische Untersuchungen und Jahresschichten-Klimazählungen an der holstein-zeitlichen Kieselgur von Munster-Breloh – G Jb. A *21*.
Oeschger, H. (1980): In der Natur gespeicherte Geschichte von Umweltvorgängen – In: Oeschger, H., et al.
– et al. (1980): Das Klima – Analysen und Modelle, Geschichte und Zukunft – Berlin, Heidelberg, New York.
– & Schotterer, U. (1981): Die im Eis gespeicherte Information über die Geschichte von Naturvorgängen – Jb. SNG 1978, Brig – Basel.
Patzelt, G. (1977): Der zeitliche Ablauf und das Ausmaß postglazialer Klimaschwankungen in den Alpen – Erdwiss. Forsch., *13* – Wiesbaden.
Pfister, Ch. (1975): Agrarkonjunktur u. Witterungsverlauf im westlichen Schweizer Mittelland – Ggr. Bern., G *2*.
– (1979): Getreide-Erntebeginn und Frühsommertemperaturen im schweizerischen Mittelland seit dem frühen 17. Jahrhundert – GH, *34*/1.
– (1980): Klimaschwankungen und Witterungsverhältnisse im schweizerischen Mittelland und Alpen-Vorland zur Zeit des «Little Ice Age». Die Aussage der historischen Quellen – In: Oeschger, H., et al.
– et al. (1981): Die Rekonstruktion des Klima- und Witterungsablaufs der letzten Jahrhunderte mit Hilfe verschiedener Datentypen – Jb. SNG 1978, Brig – Basel.
Renner, F. (1982): Beiträge zur Gletschergeschichte des Gotthardgebietes und dendrochronologische Analysen an fossilen Hölzern – Phys. Ggr. U. Zürich, *8*.
Rogenmoser, G. (1981): Magnetische Untersuchungen im Pliozän von Balerna – DA ETH, Zürich.
Röthlisberger, F. (1976): Gletscherschwankungen im Val de Bagnes – Alpen *52*/3–4.
Ruddiman, W. F., & McIntyre, A. (1981): Oceanic Mechanisms for Amplification of the 23000-Year Ice-Volume Cycle – Sci., *212*/4495.
Rudloff, H. v. (1980): Die Klimaentwicklung in den letzten Jahrhunderten im mitteleuropäischen Raume (mit einem Rückblick auf die postglaziale Periode) – In: Oeschger, H., et al., ed.
Schneebeli, W. (1976): Untersuchungen von Gletscherschwankungen im Val de Bagnes – Alpen, *52*/3–4.
Thiede, J. (1978): A Glacial Mediterranean – Nature, *276*/5689.
Thunell, R. C. (1979): Eastern Mediterranean Sea during the Last Glacial Maximum; an 18000-Years B. P. Reconstruction – Quat. Research, *11*/3.
Urban, B. (1978): Pollenanalytische Untersuchungen am Interglazial von Seibranz-Fischweiher bei Bad-Wurzach (Schwäbisches Alpen-Vorland) – In: Frenzel, B., et al. (1976, 1978).
Watts, W. A. (1980): Regional variation in the response of vegetation to Late-glacial Climatic events in Europe – In: J. J. Lowe et al., ed.
Wegmüller, S. (1982): Die Schieferkohlen von Gondiswil/Ufhusen (Schweiz. Mittelland) und deren Stellung im Jungpleistozän – In: Suter, J., ed.: Kurzfassungen der Vorträge DEUQUA – Phys. Ggr. U. Zürich, *5*.
Welten, M. (1981 a): Gletscher und Vegetation im Lauf der letzten hunderttausend Jahre – Jb. SNG 1978, Brig.
– (1981 b): Verdrängung und Vernichtung der anspruchsvollen Gehölze am Beginn der letzten Eiszeit und die Korrelation der Frühwürm-Interstadiale in Mittel- und Nordeuropa – E + G, *31* – Hannover.
– (1982a): Stand der palynologischen Quartärforschung am schweizerischen Nordalpenrand – GH, *37*/2.
– (1982b): Vegetationsgeschichtliche Untersuchungen in den westlichen Schweizer Alpen: Bern–Wallis – Denkschr. SNG, *95*.
– (1982c): Pollenanalytische Untersuchungen im Jüngeren Quartär des nördlichen Alpenvorlandes der Schweiz – Beitr., NF, *156*.
Woillard, G. (1975): Recherches palynologiques sur le Pleistocène dans l'Est de la Belgique et dans les Vosges Lorraines – Acta Ggr. Louvaniensia, *14* – Louvain-La-Neuve.
– (1978a): Grande Pile peat bog: a continuous pollen record for the last 140000 years – Quat. Research, *9*.
– (1978b): Glacial Cycle at Grande Pile in Northern France – U. Louvain: Trav. Lab. Palynol. Phytosoc.
– (1979): Abrupt end of the last interglacial s. s. in North-East France – Nature, *281*/5732.
Zoller, H. (1977): Alter u. Ausmaß postglazialer Klimaschwankungen in den Schweizeralpen – In: Frenzel, ed.
–, Schindler, C., & Röthlisberger, H. (1966): Postglaziale Gletscherstände und Klimaschwankungen im Gotthardmassiv und Vorderrheingebiet – Verh. natf. Ges. Basel, *77*/2.
Zumbühl, H.-J. (1980): Die Schwankungen des Grindelwald-Gletschers in den historischen Bild- und Schriftenquellen des 12. bis 19. Jahrhunderts – Denkschr. SNG, *92*.
– & Messerli, P. (1980): Gletscherschwankungen und Temperaturverlauf – Beispiel einer Korrelationsanalyse von indirekten und direkten Klimazeugen am Beispiel der Grindelwaldgletscher und der 210jährigen Basler Temperaturreihe – In: Oeschger, H., et al., ed.



Bei 1–5 bleibt die Solarkonstante unverändert, bei 6 wird sie sekundär, bei 7 primär verändert.
Aus: M. SCHWARZBACH, 1968.

Fig. 301 Eiszeithypothesen.

Ursachen der Eiszeit

Theorien zur Entstehung von Eiszeiten

Seit Klima-Änderungen in der Erdgeschichte durch R. HOOKE (geschr. 1686–89, publ. posthum 1705) bekannt wurden, bemüht sich die Forschung um die Ergründung ihrer Ursachen. So sei denn abschließend kurz auf mögliche Ursachen der in der jüngsten Erdgeschichte mehrfach weltweit aufgetretenen Vereisungen eingegangen. Die älteren Hypothesen – irdische, die Änderungen der Erdbahn-Elemente bewirkt hätten, und außerirdische – sind von M. SCHWARZBACH (1962, 1968, 1972, 1974) und P. WOLDSTEDT (1969) zusammengefaßt worden (Fig. 301). Zugleich weisen beide Autoren auf neuere Theorien hin: C. EMILIANI & J. GEISS (1959), M. EWING & W. L. DONN (1956, 1958, 1966), D. A. LIVINGSTONE (1959), A. T. WILSON (1964), J. T. HOLLIN (1965), H. FLOHN (1969), D. D. KVASOV (1971). Sodann werden neuere Darstellungen erwähnt (J. IMBRIE & K. PALMER IMBRIE, 1979; FLOHN, 1978, 1980, 1981; H. OESCHGER, 1981).
Bei der Frage nach den Ursachen der Eiszeit ist früh auf die Sonnen-Einstrahlung und ihre Veränderung im Laufe der Erdgeschichte hingewiesen worden (E. DUBOIS, 1893).

Änderungen der Atmosphäre und der Solarkonstanten

Für den Strahlungshaushalt der Erde ist die Atmosphäre und ihre Zusammensetzung von Bedeutung. Sie wirkt wärmend wie ein Treibhaus, in dem die Temperatur-Erhöhung darin besteht, daß Gase und Wasserdampf die einfallende kurzwellige Strahlung durchlassen, die austretende langwellige Wärmestrahlung jedoch absorbieren. Auch die

Atmosphäre ist weitgehend durchlässig für kurzwellige Sonnenstrahlung, hält aber die langwellige Wärmeausstrahlung der Erde zurück, wofür vorab Wasserdampf, CO_2 und Ozon verantwortlich sind. Ein verminderter Wasserdampf-Gehalt würde die Temperatur auf der Erde herabsetzen (H. Wexler, 1953). Umgekehrt reflektieren dichte Wolken 25–30% der Sonnenstrahlung. Dabei ist die mittlere Bewölkung über den einzelnen Breitenbereichen recht verschieden (A. A. Miller, 1943; M. Schwarzbach, 1974):
– im Äquator-Bereich um 60%,
– in den Wüstengebieten der Roßbreiten um 20% und
– in höheren geographischen Breiten bis über 70%.
Wohl hindern Wolken auch die Ausstrahlung; doch vermögen sie – mit Ausnahme der Polargebiete, in denen die Wolkendecke in der Polarnacht die Temperatur erheblich ansteigen läßt – die primäre Reflexion der Sonnenstrahlung nicht zu kompensieren.
Nach C. E. P. Brooks (1949) würde sich die mittlere Temperatur um fast 3 ½° erhöhen, wenn die mittlere Bewölkung nur um 1/10 abnähme. *Wasserdampf-* und *Wasser-Gehalt* der Luft hängen von Verdunstung und Niederschlag ab und diese von der Temperatur und von der Luftbewegung.
Mit Ausnahme des bei Vulkanausbrüchen austretenden Wasserdampfes, dem jedoch höchstens eine minimale örtliche Bedeutung zukommt, handelt es sich bei Änderungen des Wasserdampf-Gehaltes meist um Sekundär-Effekte, etwa bedingt durch eine Veränderung der Land-Meer-Verteilung.
Jede Veränderung des *atmosphärischen CO_2-Gehaltes* – seit 1880 ist er von 0,28 auf 0,33‰ angestiegen (Flohn, 1975) – führt zu Veränderungen der Strahlungsbilanz, da zusätzliches CO_2 die von der Erdoberfläche abgegebene langwellige Wärme-Strahlung vermehrt zurückhält. Umgekehrt ergäbe eine Verminderung eine Reduktion des Treibhaus-Effektes. Der verminderte CO_2-Gehalt wurde schon von S. Arrhenius (1896) zur Erklärung der Eiszeiten herangezogen. Eine Verdoppelung würde nach G. N. Plass (1956) und H. Oeschger & U. Siegenthaler (1981) eine Erhöhung um 3°, in Polargebieten um 6–10° ergeben (S. Manabe & R. T. Wetherald, 1975), wobei diese durch intensivere Bewölkung mit vermehrter Reflexion etwas vermindert würde. Bis in die jüngste Zeit ist jedoch kein geologischer Faktor bekannt, der die CO_2-Bilanz stärker beeinflußt hätte. Wenn die industrielle Anreicherung bisher keine Erwärmung gebracht hat – die Temperatur-Kurve fällt seit 1940 leicht ab – so könnte dies auch bedeuten, daß sie noch gar nicht exakt meßbar oder durch gegenläufige Effekte kompensiert oder gar überkompensiert worden ist. Anderseits dürfte die zunächst noch ansteigende CO_2-Gehalt-Kurve mit zunehmender Verknappung der fossilen Brennstoff-Vorräte abflachen.
Der Einfluß *vulkanischer Aschenwürfe* – 1883 warf der Krakatau um 18 km³ Lockermaterial aus – auf die Sonnenstrahlung, besonders in der unteren Stratosphäre, ist gesamthaft jedoch viel zu gering und solche Ereignisse haben viel zu selten stattgefunden, als daß sie nachweisbare Veränderungen hätten bewirken können. Auch Aschenfälle wie jener des Hekla-Ausbruches von 1104 verschwinden im Areal größerer Eisschilde. Die Geschichte dieses Vulkans beginnt vor 7000 Jahren; doch liegen zwischen den Eruptionen Ruhephasen von rund 100 Jahren (S. Thorarinsson, 1967).
Schwankungen im *Ozon-Gehalt* – er entsteht in der hohen Atmosphäre aus Sauerstoff durch Absorption der UV-Strahlung der Sonne – spiegeln sich wohl im irdischen Klima wider: doch ist über den Zusammenhang zwischen Sonnenstrahlung und Klima bisher wenig bekannt. Die gegenwärtig durchgeführten systematischen Messungen dürften die theoretischen Betrachtungen auf gesichertere Grundlagen stellen (H. U. Dütsch, 1980).

Als Maß für die *Sonnenaktivität* kann die Zahl der *Sonnenflecken* herangezogen werden; sie variiert mit verschiedenen Perioden. Von diesen ist die 11jährige die wichtigste; mit ihr hängt auch die Änderung der jeweiligen Polarität des solaren Magnetfeldes zusammen. R. Wolf (1855–1893) konnte sie mit langjährigen Beobachtungen und Archivforschung bis ins frühe 17. Jahrhundert zurückverfolgen. Doch können Korrelationen mit dem irdischen Klima nicht als gesichert gelten.

Zuverlässigere Werte über die Sonnenaktivität sind in den *Jahrringen der Bäume* aufgezeichnet. Diese können bis tief in die Nacheiszeit zurückverfolgt werden. Anderseits zeigt die Spätholz-Entwicklung als Ausdruck des sommerlichen Holzzuwachses eine enge Korrelation mit dem Gang der alpinen Gletscher (F. H. Schweingruber et al., 1979, 1980; F. Renner, 1982; W. Bircher, 1982; Fig. 302).

Außer dem markanten Vorrücken der alpinen Gletscher brachte die Temperatur-Erniedrigung von 1560–1860 von 0,5–1°C eine fühlbare Absenkung in der Arktis. Damals konnte Treibeis weit nach S, in die sonst eisfreien Gewässer um Island, der Färöer und der Shetland-Inseln, vordringen (H. H. Lamb, 1971), während zuvor, vom 8. bis ins 12. Jahrhundert, die Wikinger mit ihren Schiffen den N-Atlantik befahren, Mitte des 9. Jahrhunderts Island, gegen Ende auch Grönland besiedelt und um 1000 Vinland – Labrador, Neufundland und Nova Scotia – entdeckt hatten. Nach 1330 wurde jedoch die Schiffahrt nach Grönland stark beeinträchtigt, und um 1450 starben die Gemeinden aus (Flohn, 1975).

Eine Änderung der *Solarkonstanten*, der Sonnenstrahlung, die an der Obergrenze der Atmosphäre eintritt, gegenwärtig 1,96 gcal/min/cm² = 1,37 kW/m² oder 0,43 gcal/min cm² = 0,3 kW/m² auf der Erdoberfläche mit Schwankungen um 1‰, kann durch Einflüsse im außeratmosphärischen Weltraum eintreten, etwa durch feine kosmische Staubmassen, die als Dunkelwolken Teile des Sternenhimmels verschleiern.

Änderungen der Erdbahn-Elemente und Verstärkungseffekte

- die Änderung der *Ekliptik-Schiefe*, des Winkels zwischen der Umlaufbahn der Erde um die Sonne und der Äquatorebene,
- die *Wanderung des Perihels*, des kürzesten Abstandes Erde-Sonne, 147 Millionen km,
- und die Änderung der *Exzentrizität der Erdbahn.*

Nach Stockwell schwankte die Ekliptik-Schiefe in den letzten 600000 Jahren zwischen 24°28' und 22°0' bei einer Periode zwischen 38000 und 45000 Jahren. Gegenwärtig beträgt sie 23°27' und zeigt abnehmende Tendenz.

Die Wanderung des Perihels braucht für einen Umlauf durch alle Jahreszeiten im Mittel 21000 Jahre, mit Perioden zwischen 16000 und 26000 Jahren. Gegenwärtig liegt das Perihel im Winter der N-Halbkugel.

Viel langsamer verläuft die Exzentrizität – zwischen 0,0475 und 0,0051 – der Erdbahn. Für sie werden 92000, schwankend zwischen 72000 und 103000 Jahren, angegeben.

Von den drei periodisch sich verändernden Faktoren betrifft nur die Änderung der Ekliptik-Schiefe die beiden Erdhalbkugeln gleichzeitig.

Bei den Versuchen die Eiszeiten zu erklären, sind bald die Änderungen eines einzelnen Faktors, bald ihre Kombination herabgezogen worden. Dabei wird der Wanderung des Perihels und der Exzentrizität der Erdbahn größere Bedeutung zugemessen.

J. F. Adhémar (1842) und J. Croll (1864) haben die Ursache der Eiszeit in Schwankun-

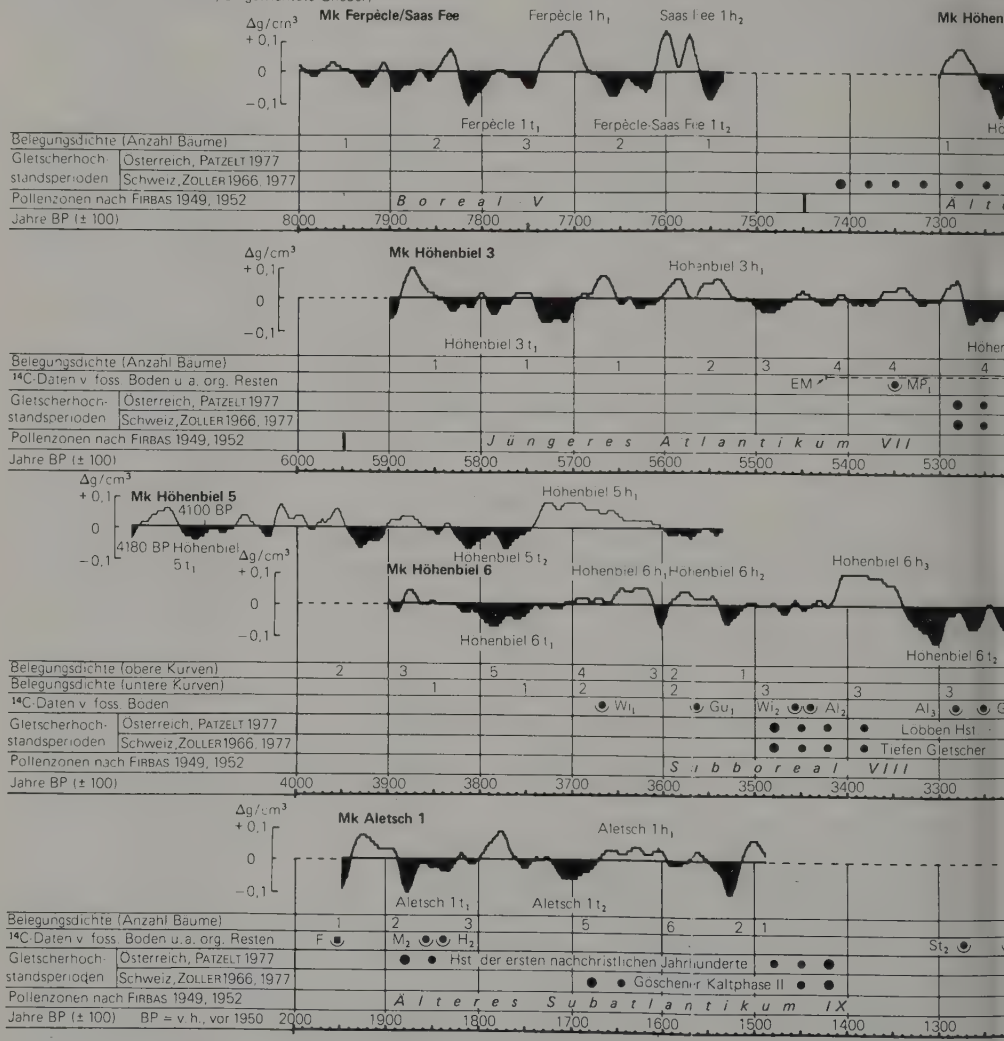
Fig. 302 Schwankungen der maximalen Dichten von Nadelbäumen aus der subalpinen Stufe der Schweiz im Zeitraum von 8000 BP bis heute, im V

Fluctuations in maximum density in conifers of the subalpine zone of Switzerland in the period from 8000 BP to the present, compared to the findings

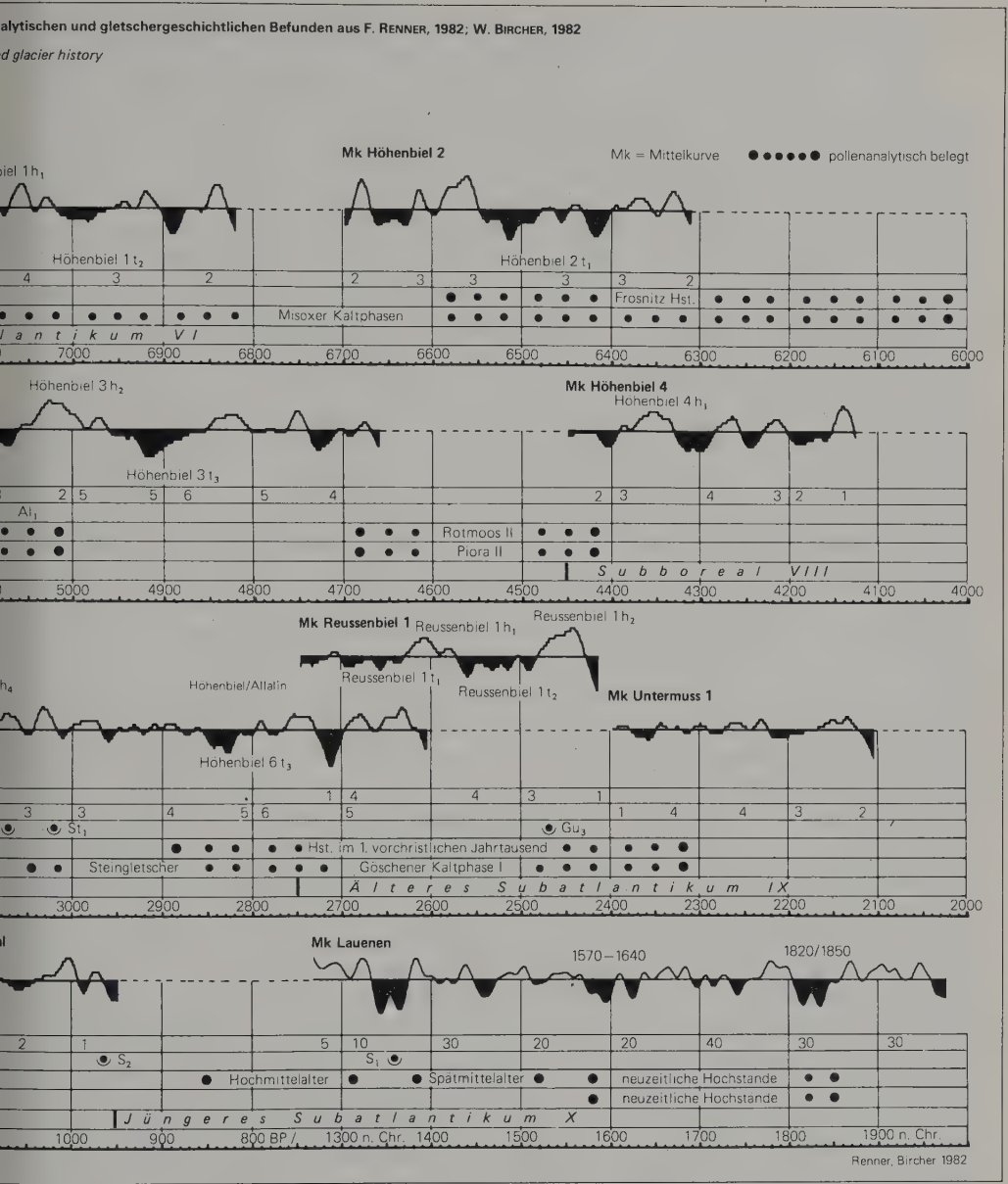
Länger als 50 Jahre dauernde Belegungen unter (t) bzw. über maximaler (h) Spätholz-Dichte wurden speziell benannt, z. B. Terpècle $1t_1$, $1h_1$.

Standorte: Aletsch, Ferpècle, Saas Fee, Zinal (VS), Höhenbiel und Untermuss im Urserental (UR), «schwimmende» Chronologien, ^{14}C-datiert, Lauenen (BE), al

Low Pass Filter (Binomialfilter, 31 gewichtete Glieder)



gen in der Exzentrizität der Erdbahn gesehen. Bei einem Maximum der Exzentrizität würde nach Croll auf der N-Halbkugel dann eine Eiszeit eintreten, wenn ihre Sonnenferne, ihr Aphel, im Winter liegt. Da auch dieses in rund 21 000 Jahren einen Umlauf vollendet, so würde jeweils eine Vereisung auf der N- und auf der S-Halbkugel auftreten. W. Köppen (1924) nahm – in etwas veränderter Form – die Theorie von Adhémar und Croll wieder auf. Entscheidend für die Bildung von Eiszeiten sind auch für ihn Schwankungen in der Exzentrizität der Erdbahn. Diese wirkt aber nur zusammen mit der Wanderung des Perihels. Liegt das Perihel auf der N-Halbkugel im Juli, ist die Einstrahlung



maximal, der Eisaufbau minimal. Liegt es im Januar, so ist die Einstrahlung minimal; die Sommer sind kühl, und es erfolgt ein Eisaufbau.

Durch Erdbahn-Exzentrizität und Perihel-Wanderung wird das Eiszeitalter unterteilt in ruhige Abschnitte mit mäßigen und in solche mit extremen Strahlungsschwankungen. In Zeiten mit starken Schwankungen hätten über Jahrtausende kalte Winter und heiße Sommer miteinander abgewechselt. Diese Zeiten mit großen Extremen, also mit großer Exzentrizität, hätten nach CROLL (1867a, b) und KÖPPEN dann zu Vereisungen geführt, wenn sie mit Minima der Ekliptik-Schiefe zusammengefallen wären. Ebenso wandte

sich schon CROLL (1875) den warmen Strömungen im Atlantik zu, dem S-Äquatorial-, dem Karibischen und dem Golfstrom, die heute Wärme von der S- in die N-Halbkugel verfrachten. Dies geschah in der jüngsten Erdgeschichte nicht stets. So strebte der Golfstrom in den Glazialzeiten gegen Spanien (W. F. RUDDIMAN & A. MCINTYRE, 1976).

Die astronomischen Grundlagen für KÖPPEN & A. WEGENER (1924) lieferte M. MILANKOVITCH (1920, 1930, 1936, 1938, 1941). Er hatte den säkulären Gang der Erdbestrahlung für die letzten 600000 Jahre zu bestimmen versucht und seine Untersuchungen mehrmals verfeinert. Dabei gab er zunächst nicht die Strahlungsmenge, sondern die äquivalente geographische Breite an. Später hat MILANKOVITCH – unter Berücksichtigung von Sekundär-Effekten – den entsprechenden Verlauf der klimatischen Schneegrenze dargestellt. Die Kurve zeigt 4 Paare von starken Ausschlägen mit geringer Strahlung, die er mit PENCK's (1909) Eiszeiten: Günz, Mindel, Riß und Würm verbunden hat. Dabei hat er für die letzte, die Würm-Eiszeit, drei tiefe Ausschläge als Einheit zusammengefaßt. Damit zeigt die MILANKOVITCH-Kurve allerdings eine frappante Ähnlichkeit mit derjenigen von PENCK. A. v. WOERKOMS (1953) berechnete die Kurve neu. Diese weicht für die älteren Abschnitte von ihr ab.

KÖPPEN und MILANKOVITCH hatten erst die gesamte Strahlung eingesetzt, die auf die Erdatmosphäre auftrifft. W. WUNDT (1933, 1944) wies auf die Reflexionswirkung großer Schnee- und Eismassen, auf die *Albedo*, hin. Diese werfen einen hohen Anteil – Schnee bis 80% – der Strahlung zurück. Dadurch wird die Strahlungsverminderung, welche höhere Breiten in kühlen Sommern an sich schon erfahren, noch verstärkt. Wird die so reduzierte Strahlung als Absenkung der Schneegrenze umgerechnet, so ergeben sich Werte, die rekonstruierbaren Schneegrenz-Absenkungen – bis 1400 m – nahekommen.

Kühle Sommer vermögen aber in höheren Breiten wie in größeren Höhen nicht mehr allen Schnee wegzuschmelzen. Die reflektierenden weißen Areale nehmen an Fläche zu: die Albedo-Wirkung – gegenwärtig 30% für Erde und Atmosphäre mit Bewölkung, für Erdoberfläche im Mittel 0,14–0,15% – wächst. Zur Zeit der maximalen Vereisungen soll sie um 4% höher gewesen sein. Mit wachsender Reflexion sinken die Temperaturen. So geht immer mehr Strahlung dem Wärmehaushalt der Erde verloren. Dadurch führen die astronomisch bedingten primären Temperatur-Änderungen – kühle Sommer und milde Winter – zu einem bedeutenden Sekundär-Effekt: einer allgemeinen Absenkung der Temperaturen, so daß die Sommer noch kühler und nun auch die Winter kälter werden. Diese Selbstverstärkung führt so lange zu immer größeren Schneeflächen, zu immer stärkerer Reflexion und zu weiter absinkenden Temperaturen, bis entgegengesetzt wirkende Faktoren das Regime zu ändern vermögen. Dies geschieht zunächst schon dadurch, daß das Inland-Eis schließlich nicht mehr weiter zunehmen kann, da bei allzulangen Zeiten mit Temperaturen unter 0° der Schneefall wieder abnimmt, so daß sich über großen Eisgebieten Tendenzen zu persistenten Hochdrucklagen einstellen und die Nährung zentraler Vereisungsflächen immer schwieriger wird. All diese Effekte wirken sich, wie der Ablauf der Jahreszeiten, mit einiger Verspätung aus. Gegenüber der jährlichen Temperatur-Schwankung zeigt die Kurve der Niederschläge eine weitere Verspätung. Noch stärker verspätet erscheint daher die größte Ausdehnung der Schneeflächen. Damit würde das Maximum der größten Eisausdehnung bereits wieder in eine Zeit zunehmender astronomisch bedingter Jahresschwankungen der Temperatur rücken.

Fußend auf den Überlegungen WUNDTS hat W. SOERGEL (1937) eine Vereisungskurve konstruiert und dabei die Strahlungskurve unter Berücksichtigung der Abschmelzerfolge ausgewertet. In kürzeren Warmzeiten hätten diese nicht ausgereicht, um die In-

landeis-Areale zum Verschwinden zu bringen. Damit würden einzelne Kaltzeiten in der Strahlungskurve zu Eiszeit-Gruppen zusammenrücken, die den von PENCK unterschiedenen Eiszeiten besser entsprechen würden.

Einerseits hat die modifizierte Hypothese von KÖPPEN und MILANKOVITCH Anhänger gefunden, anderseits auch zu Einwänden geführt. Die von A. WAGNER (1940) zusammengefaßten Daten widersprechen der Grundannahme, wonach kühle Sommer und milde Winter zu Vereisungen führen sollen. Der seit 1850 zu beobachtenden Verstärkung der Zirkulation und dem damit verbundenen Absinken der Sommertemperatur, dem Ansteigen der Wintertemperatur und dem leichten Anstieg der Niederschläge entspricht nicht ein allgemeines Wachsen der Gletscher, sondern – mindestens im alpinen Gebiet – zunächst ein bis nach 1960 anhaltendes klares Zurückschmelzen (P. KASSER, 1981). Ebenso ist die Beziehung von milden Wintern zu schneereichen Niederschlägen nicht eindeutig. Insbesondere sind frühes Einschneien, spätes Ausapern und reichlich Frühjahrs- und – im alpinen Raum – Frühsommer-Schneefälle effektvoller und nicht gleichbedeutend mit «milden Wintern», da sie die Albedo über längere Zeit erhöhen.

Da Änderungen der astronomischen Elemente zu allen Zeiten erfolgten, müßten sich während der ganzen Erdgeschichte Eiszeiten ereignet haben. Dies hat auch KÖPPEN dazu geführt, die Veränderungen der Erdbahn-Elemente nicht als erste Ursache des Eiszeitalters aufzufassen; sie vermöchten nur den Rhythmus zu erklären. Die Hauptursache wäre in einer *anderen Verteilung der Kontinente* und der *Pollage* zu suchen.

F. KERNER v. MARILAUN (1941) sah in kaltzeitlichen Abschnürungen des Nordmeeres vom Golfstrom eine Vereisungsmöglichkeit für das Nordpolargebiet und die angrenzenden Kontinente. Auch WUNDT (1944) weist besonders auf die Gestalt des Atlantiks hin. Gegenwärtig wird das Europäische Nordmeer N der Linie Färöer–Island durch den Golfstrom so stark erwärmt, daß die umliegenden Festländer nicht vereisen.

Da das relative Anheben bzw. Absenken der Schwelle über die eustatischen Schwankungen von –145 bzw. +100 m hinausgeht, ist mit weiteren Faktoren, mit aktivem Emporheben und erosivem Zerfall der Schwelle, zu rechnen.

Eine Verringerung der Ekliptik-Schiefe würde eine Abkühlung der äquatorialen Gebiete und eine stärkere Erwärmung der Polgegenden bewirken. Da die letzte Vereisung sich auf Neuseeland genau zur selben Zeit wie in N-Europa, in den Alpen und in N-Amerika zugetragen hat, was ^{14}C-Daten belegen, also auf der N- und auf der S-Halbkugel streng gleichzeitig erfolgt ist, schien eine bedeutende Wirkung der Exzentrizität, verbunden mit einer Lage des Perihels im Winter für die N-Halbkugel, nicht in Betracht zu fallen. Damit kam den Erdbahn-Elementen für die Entstehung der Eiszeiten kaum eine primäre Bedeutung zu. Daß sie aber mit ihrer Periodizität den Gang der Erdgeschichte mitbestimmt haben, wird durch verschiedene zyklisch ablaufende Erscheinungen wahrscheinlich gemacht. So können sie im eiszeitfreien Mesozoikum durchaus für die zyklischen Sedimentationsabfolgen in der Helvetischen Kreide (W. BRÜCKNER, 1951) oder für die Bankungsrhythmik in Seichtwasserablagerungen mitverantwortlich sein (A. G. FISCHER, 1965). Wie weit auch die Kühlzeiten an den Wenden Eozän/Oligozän, Oligozän/Miozän und Miozän/Pliozän, an denen sich Floren und Faunen ändern, ebenfalls damit zusammenhängen, bedarf noch einer sorgfältigen Prüfung.

Während A. PENCK (1938) für die Erklärung des Eiszeitphänomens an außerirdische Ursachen, an die für die Strahlungskurve MILANKOVITCH's maßgebenden Änderungen der Erdbahn-Elemente – Schiefe der Erdachse, Exzentrizität der Erdbahn, Umlauf der größten Sonnennähe – glaubte, gewannen danach neben solaren rein geophysikalische

Einwirkungen mehr und mehr an Boden (C. Emiliani & J. Geiss, 1957; R. F. Flint, 1971; R. W. Fairbridge, 1961; W. F. Tanner, 1965; H. Flohn, 1969; H. Hoinkes, 1968; Schwarzbach, 1968, 1974; A. T. Wilson, 1964; P. Woldstedt, 1969; D. D. Kvasov, 1971). Anderseits zeigten jedoch Meeresspiegel-Schwankungen mit absoluten Daten von Korallenriffen und Tiefsee-Sedimenten in den Bahamas eine gute Übereinstimmung mit der Strahlungskurve von Milankovitch (W. S. Broecker et al., 1968).

Aus pleistozänen Ablagerungen Mährens sind seit langem fossile Floren und Faunen sowie Reste des Neandertalers und anderer Steinzeit-Völker bekannt. In Lehmgruben dieses während des ganzen Pleistozäns stets eisfrei gebliebenen Areals fand G. Kukla (1975) nicht nur einen 5fachen Wechsel der Magnetisierung, sondern eine ebenso oft sich wiederholende Abfolge von Paläoböden. Davon ist jeweils der tiefste unter feuchtwarmem Laubmischwald-Klima entstanden. Der zweite Typ, eine Schwarzerde mit einer Molluskenfauna eines kühl-trockenen Klimas mit Nadelhölzern und Grasland, findet sich heute in asiatischen Steppen. Der dritte, eine Braunerde, ist in temperierten Gegenden der Arktis anzutreffen. Darüber folgt eine Lößdecke, deren Fauna für kaltes, trockenes Klima spricht: damit hat sich dieses von einem eher wärmer und feuchteren als heute in eine hocharktische Kältewüste verwandelt. Zugleich zeigt sich, daß die Abkühlung viel länger dauerte als die Erwärmung, die oft derart rasch erfolgte, daß sie sich in den Lössen als Linie abzeichnet. Anderseits ließ sich dieser klare Klima-Ablauf nicht direkt mit den Schotterfluren des Alpen-Vorlands und deren kaltzeitlicher Deutung Pencks verbinden. Doch hat sich aufgrund des Fossil- und Artefakten-Inhaltes gezeigt, daß in Warmzeiten umgelagerte Schotter abgelagert werden können.

Isotopen-Messungen an Foraminiferen aus Bohrkernen der Karibik ließen Broecker & J. van Donk (1970) erkennen, daß der bedeutendste Klimarhythmus 100000 Jahre umfaßt und daß Glazialzeiten abrupt mit raschen Abschmelzphasen enden.

An Tiefsee-Kernen gelang es Mitarbeitern am CLIMAP-Projekt, an dem international Wissenschafter verschiedenster Forschungsrichtungen beteiligt waren, mit einer magnetostratigraphisch und paläontologisch fundierten Zeitskala eine Fülle an Informationen über das globale Klima der letzten 500000 Jahre zusammenzutragen. Daraus ergab sich eine gute Übereinstimmung mit der von Milankovitch vorausgesagten Kurve (J. D. Hays et al., 1976; J. Imbrie & K. Palmer Imbrie, 1979; Fig. 303 und 304). Sodann gelang es, die einzelnen Perioden zu eruieren (A. Berger, 1977a, b, 1978, 1979; Fig. 305). Danach entspricht:

- der 100000-Jahr-Zyklus der Exzentrizität der Erdbahn,
- der 43000-Jahr-Zyklus der Ekliptik-Schiefe und
- der 24000- und der 19000-Jahr-Zyklus der Präzession der Wanderung des Perihels.

Gegenwärtig versuchen A. Ohmura et al. die Strahlungskurve in absoluten Energiemengen von 10 zu 10 Breitengrade neu zu berechnen.

Paläogeographische Veränderungen

Die grundlegende Bedeutung paläogeographischer Veränderungen für die Klimageschichte hat schon Ch. Lyell (1833) erkannt. Die Verteilung von Land und Meer und ihre Anordnung zu den planetaren Klimagürteln sowie Lage und Höhe von Gebirgen, Inselbögen, submarinen Schwellen und die Ausbildung von Meeresbecken bestimmten eh und je den kontinentalen und globalen Klimacharakter (Schwarzbach, 1974, 1976).

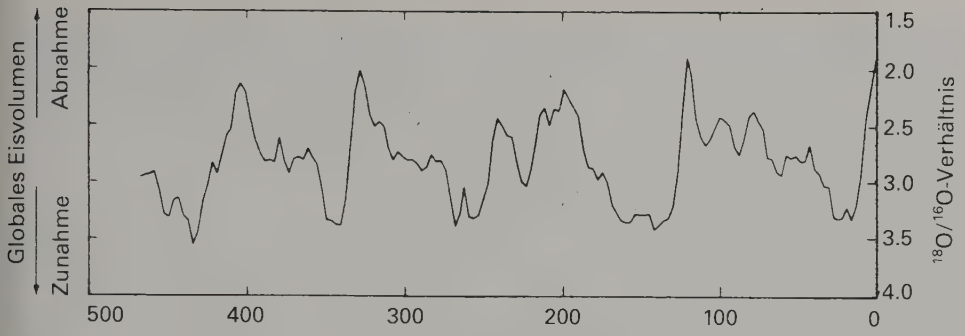


Fig. 303 Das Klima der letzten 500000 Jahre nach Sauerstoff-Isotopen-Messungen aus 2 Kernen aus dem Indischen Ozean.
Aus: J. Imbrie & K. Palmer Imbrie, 1979, nach Daten von J. D. Hays et al., 1976.

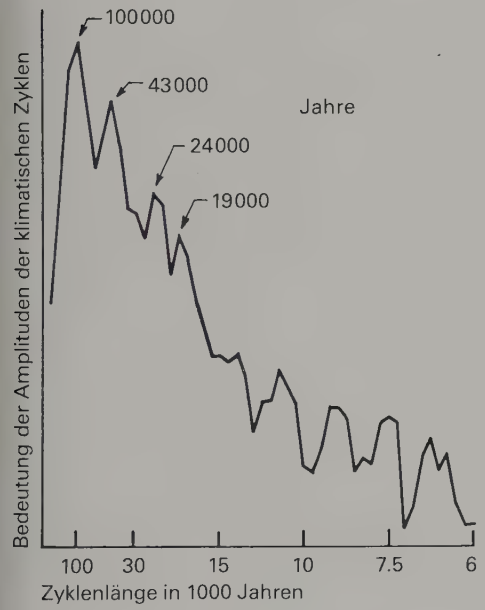


Fig. 304 Spektrum der Klima-Veränderungen der letzten 500000 Jahre mit der relativen Bedeutung der einzelnen Zyklen aufgrund von Sauerstoff-Isotopen-Verhältnissen aus 2 Bohrkernen aus dem Indischen Ozean.
Aus: J. Imbrie & K. Palmer Imbrie, 1979, nach Daten von J. D. Hays et al., 1976.

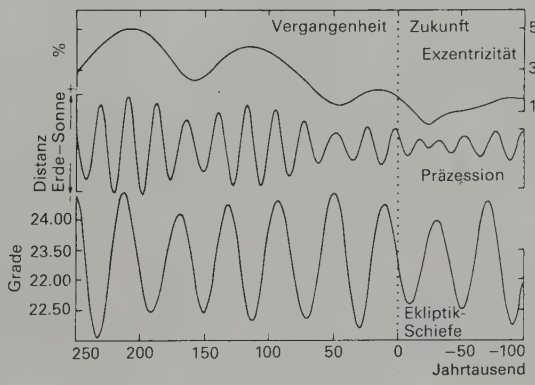


Fig. 305 Die Veränderungen in der Exzentrizität der Erdbahn (= Neigung der Polachse), der Präzession (= Wanderung des Perihels) und der Ekliptik-Schiefe. Die Planetenbewegungen geben Anlaß zu Veränderungen im Gravitationsfeld, welches seinerseits Veränderungen in der Geometrie der Erdbahn verursacht.
Diese Daten können für die Vergangenheit und die Zukunft berechnet werden.
Aus: J. Imbrie & K. Palmer Imbrie, 1979, Daten von A. Berger, 1977.

Das Herausheben von Landmassen beeinflußt – je nach Ausmaß – das Klima in mannigfaltiger Weise. Bei Gebirgen und dem bei deren Bildung sich vollziehenden Höherstau dehnt sich die aufsteigende Luft aus und erleidet dadurch eine Abkühlung, was zur Kondensation von Wasserdampf, zur Wolken-Bildung, führt. Da die Wolken einen Teil der Strahlungsenergie reflektieren (S. 584), führt dies – außer in hohen Breiten im Winter – zu einer weiteren Abkühlung. Ebenso wirken in Gebirgen einmal gebildete Schnee- und Eisflächen abkühlend auf die Umgebung.
Durch anfallenden Gebirgsschutt, der in zahllosen Ausbrüchen von Bergsturzseen aus den Alpen als Molasse-Nagelfluh ins Vorland gelangte, sowie durch paläobotanisch belegten Abfall der Paläotemperaturen, die mit der Bindung von Wasser als Eis auf polaren Landmassen und im Hochgebirge ein Absinken des Weltmeerspiegels bewirkten, wurden die flachen Schelfmeere – in der mittleren Tertiärzeit die beiden Molassemeere (Hantke, 1982a, 1983) – trockengelegt und flachste Schuttfächer geschüttet. Damit hat sich auch in Mitteleuropa die Kontinentalität erhöht; zugleich ist die ausgleichende Wirkung von Meeresströmungen eingeengt worden. Wie weit die vulkanische Tätigkeit – in den Alpen und in spätalpinen Gebirgsbildungsphasen auch in den nördlichen und südlichen Vorländern – mit ihren Aschenwolken, vor allem aber mit der beginnenden Vergletscherung der Hochlagen (Hantke, 1982b, 1983, Hantke & E. Jäger, 1983) zur Abkühlung beigetragen haben, entzieht sich noch der Kenntnis. Doch haben sich – vorab in den Hebungsphasen – auch in den Alpen immer größere Firnflächen und Gebirgsgletscher gebildet, die «selbstverstärkend» wohl weitere Abkühlung bewirkten.
Kettengebirge, vorab N-S-verlaufende, können die großräumige atmosphärische Zirkulation beeinflussen, so daß sich regenreiche Luv- und regenarme Lee-Seiten ausbilden.
Neben jungen Kettengebirgen sind die großen quartären Vereisungen vor allem an höhergelegene, subpolare Landmassen gebunden: Kanada, Grönland, Skandinavien, N-Sibirien, Neuseeland, Antarktis. Wenn diese Gebiete in subpolare oder im Laufe der jüngeren Erdgeschichte gar in polare Bereiche zu liegen gekommen oder zu Hochländern emporgehoben worden sind, so konnte dies sehr wohl die Inlandeis-Bildung fördern (N. M. Chumakov, 1973). Auf eine gewisse Parallelität zwischen Eiszeiten und Gebirgsbildungen ist von einer Reihe von Forschern hingewiesen worden.
Aus der Fülle der Theorien seien einige Punkte herausgegriffen, die Flohn zu einem geophysikalischen Eiszeit-Modell zusammengefügt hat. Sodann werden die Vereisungspostulate Kvasovs dargelegt; diese messen vorab den Meeresspiegel-Schwankungen, der Zirkulation und den Temperaturen der Ozeane große Bedeutung zu.

Das Eiszeit-Modell H. Flohn's

Eine wichtige Voraussetzung für das Eintreten von Eiszeiten ist das Eindriften größerer Kontinentalschollen in einen polaren Bereich, für die pleistozäne Vereisung das Eindriften der Antarktis in die S-Polgegend im Tertiär, für die permische Vereisung jene von Gondwana, eines noch zusammenhängenden S-Kontinents: S-Amerika, Afrika, Madagaskar, Indien, Australien und Antarktis. Ein solches Eindriften geschieht durch Strömungsvorgänge im Erdmantel und Verlagerung der Erdachse, beides Prozesse von einigen cm/Jahr. Auf dem in die S-Polarregion eingedrungenen Kontinent baute sich spätestens nach der Eozän/Oligozän-Wende, vor 34 Millionen Jahren, eine sich ausweitende winterliche Schneedecke auf. Ihr Abschmelzen bewirkte eine sich verstärkende Ab-

kühlung des Bodenwassers der umgebenden Meere. Durch Meeresströmungen dehnte sich das kühlere Bodenwasser auf alle Ozeane aus, was C. Emiliani (1966) mit $\delta^{18}O$-Analysen nachweisen konnte. In den Tropen mit warmer Deckschicht wäre die Wirkung minimal gewesen; in höheren Breiten dagegen haben sie im Laufe des Tertiärs zu einer allmählichen Abkühlung geführt, wie durch fossile Floren aus allen Gebieten der Erde dokumentiert wird. Da das Klima aufgrund der Floren schon im mittleren und jüngeren Tertiär mehrfach geschwankt hat, ist dieser Vorgang diskontinuierlich verlaufen. Spätestens vom Mittelmiozän an, vor 15 Millionen Jahren, hat sich in der E-Antarktis eine geschlossene Eisdecke ausgebildet. Auch im Messinian, vor 6 Millionen Jahren, war sie dort mächtiger als heute. Dagegen blieb die Arktis bis ins Mittel-Pliozän, bis vor 3,5 Millionen Jahren, weitgehend eisfrei. Nach Flohn (schr. Mitt.) bewegten sich die Mittel-Temperaturen in Mitteleuropa bis ins Alt-Pliozän im Winter um 0°, im Sommer um 8–10°, über Land gar um 12°. Dagegen zeichnen sich Gebirgsvergletscherungen ab, so in den Vogesen (Hantke, 1974, 1978) und in den Alpen (Hantke, 1979a, b, 1983). Ebenso ist an Tibet als bedeutendes verfirntes Hochland zu denken (J. Hsu, 1978; A. Gansser, 1983).

Im Pliozän hätte sich nach dem Absinken des Bodenwassers bis auf wenig über 0°, zunächst in der Antarktis, später auch in den N-Polargebieten, durch vorrückende temperierte Gebirgsgletscher eine sich ausweitende, immer zusammenhängender werdende Eisdecke gebildet. Erst gegen Ende des Pliozäns hätte sich diese in «kaltes», an Volumen weiter zunehmendes Inlandeis umgewandelt. Mit der immer stärker um sich greifenden Bindung von Wasser als Eis auf den Kontinenten sank der durch fossile Strandterrassen nachgewiesene Meeresspiegel sukzessive weiter ab (A. Guilcher, 1969).

Sobald das antarktische Inland-Eis jene Mächtigkeit erreicht hatte, bei der auf der Unterlage Druckschmelzung eintrat, wäre es nach T. A. Wilson (1964) zu Eisausbrüchen, die am Kontinentrand einen Schelfeisgürtel gebildet hätten, gekommen. Ausbrüche ins Meer ereigneten sich im Pleistozän in der Antarktis in Warmzeiten, während sich Kaltzeiten durch stabile Hochdrucklagen mit trockensten S-Polar-Winden auszeichneten. Bedeutende Eisausbrüche sind aber nur für die W-Antarktis – rund 10% – wahrscheinlich, so daß sie als auslösender Faktor für die nordhemisphärischen Eiszeiten nicht in Betracht fallen (G. H. Denton & T. Hughes, 1981; Flohn, schr. Mitt.). Dagegen führte die Zunahme der *Albedo* durch die vorab in Polargebieten sich vergrößernden Schnee- und Eisdecken zu globaler Abkühlung. Dadurch wurden die Eisschilde weiter aufgebaut, nun vorab auf den N-Kontinenten. Dies bewirkte eine weitere Spiegelabsenkung bis maximal 145 m. Mit dem Kalben des Eises am Kontinentalrand hat auch die Albedo ihren Maximalwert erreicht.

Nach der Druckentlastung hätte sich das antarktische Inlandeis bei etwas geringerer Mächtigkeit stabilisiert, wohl als Folge veränderter vorherrschender Großwetterlagen. Zugleich baute sich das Schelfeis mangels genügenden Nachschubs ab. Die von den Polargebieten her eingeleitete Abkühlung des Tiefenwassers und der Luft brachten nun auch für die tropischen Meere ein Absinken der Temperaturen. Dies führte zu einem Rückgang der Verdunstung und, unter gleichbleibenden Bedingungen, zu einer weltweiten arideren Phase im Hochglazial. Diese ist wohl die Folge einer intensiveren Zirkulation von Atmosphäre und Ozeanwasser, von äquatorialem Aufquellen, von Treibeis auf dem Atlantik bis 45° n. Br. (H.-R. Kudrass, 1973; W. F. Ruddiman & A. McIntyre, 1981) und einer Verringerung der Ozean-Verdunstung um 25–30%. Damit ging das Wachstum der Eisschilde auf ein Minimum zurück. Diejenigen der N-Kontinente

wurden randlich durch eingewehten Lößstaub zunehmend verschmutzt, so daß auf der N-Halbkugel das sommerliche Abschmelzen zunahm und der Übergang zum Eisabbau bei gleichzeitigem Anstieg des Meeresspiegels einsetzte.
Wie der Aufbau von Eisschilden, die Bildung von Schelfeis, die Zunahme der Albedo und damit die weltweite Abkühlung, so verläuft auch die hochglaziale Lößstaub-Verschmutzung mit einer gewissen Periodizität. Dabei ist die Mitwirkung von Schwankungen der Erdbahn-Elemente möglich, aber nicht zwingend.
Daß eine stärkere Vereisung der atlantischen Bereiche der N-Kontinente als Folge des weiteren Ausgreifens der antarktischen Schelfeis-Ausbrüche in den Südatlantik zu deuten ist, scheint wenig wahrscheinlich. Hingegen wirkte sich – durch das Absinken des Meeresspiegels – die Bildung einer Landbrücke im Bereich des Bering-Meeres aus. Damit wurde der Wärme-Austausch zwischen Pazifik und N-Polarmeer unterbunden.
Das Fehlen (?) einer derart ausgeprägten Periodizität der Vorgänge zur Zeit der permischen Vereisung könnte mit der Größe des noch zusammenhängenden Gondwana-Kontinentes zusammenhängen, die nur in geringerem Maße eine Schelfeis-Bildung zuließ.

Ozeanologische Vereisungs-Postulate D. D. Kvasov's

Mit der seit dem Alttertiär erfolgten, durch Schwankungen unterbrochenen generellen Abkühlung baute sich im N-Atlantik das Island-Färöer-Basaltmassiv auf. Dieses hinderte mehr und mehr das Vordringen des Golfstromes ins Nördliche Eismeer.
Seit C. Maclaren (1842) ist bekannt, daß die Bindung von Wasser als Eis auf den Kontinenten den Meeresspiegel erniedrigt. Umgekehrt hängt auch die Vereisung von der Lage des Meeresspiegels ab. Bei einer Absenkung wird die Bildung von Eisbergen vermindert; das Eis rückt bei positiver Massenbildung bis zur neuen Küste vor, was A. Penck (1928) für die Antarktis begründete und J. Hollin (1962) weiter entwickelte. J. D. Dana (1855) nahm im Präglazial eine bedeutende Landhebung an, welche die Vereisung ausgelöst hätte. F. Nansen (1904) bestätigte ein markantes Zurückweichen der Meere an der Pliozän/Pleistozän-Grenze.
Im Bereich der N-Küste Eurasiens konnten enge, von quartären Sedimenten eingedeckte Kerb-Täler nachgewiesen werden, deren Sohlen bis über 100 m unter den heutigen Meeresspiegel hinabreichen. An der Nordsee fällt die Eintiefung zwischen die Ablagerung der Coralline- und Red Crag-Sedimente, in den Pliozän/Pleistozän-Grenzbereich.
Die spätpliozäne Regression der Ozeane betrachtet Kvasov (1971) als Folge einer Absenkung des Untergrundes, die mit den beiden letzten Zyklen der Ausweitung des Meeresbodens (J. & M. Ewing, 1967), der Anlage und dem Aufbau des Mittelatlantischen Rückens stehen könnte. Für den letzten ergibt sich ein Alter von etwa 3,5 Millionen Jahren (O. Bandy, 1967). Doch könnte dies mit dem Wachstum des antarktischen oder/und der Bildung des N-kanadischen Eises zusammenhängen (Flohn, schr. Mitt.).
Nach paläomagnetischen Messungen erreichte der Antarktische Eisschild, der im jüngeren Tertiär aufgebaut wurde, seine maximale Ausdehnung während des weitesten Zurückweichens vor 3,35–2,35 Millionen Jahren (H. G. Goodel et al., 1968). Die Absenkung des Meeresspiegels löste die Vereisung in Patagonien aus, deren Alter von J. H. Mercer (1969) mit rund 3 Millionen Jahren angegeben wird. Auch in der Sierra Nevada, Kalifornien, zeichnete sich vor 3 Millionen Jahren eine Gebirgsvergletscherung ab (R. R. Curry, 1966). Ebenso haben sich in Mitteleuropa erste Kaltphasen eingestellt. Sie führten

in der NW-Schweiz zur Verfrachtung der «Wanderblöcke» aus dem noch nicht niedergebrochenen Randgebiet des SW-Schwarzwaldes (HANTKE, 1974; 1978, S. 268ff.).
Im nördlichen Eismeer wurden schon vor 4 bis 6 Millionen Jahren Eisberg-Sedimente abgelagert, was auf eine Vereisung des sich vergrößernden Festlandes hinweist (J. HERMAN, 1970). Allenfalls dürfte in Mitteleuropa die Schüttung der Vogesen-Schotter und der Tannenberg-Schotter bei St. Gallen (F. HOFMANN, 1958; H. LINIGER, 1964; HANTKE, 1974; 1978, S. 267f.; 1980a, b, 1982a) diese frühe Kühlzeit bekunden. Dagegen sind die in der Comasker Molasse sich abzeichnenden Vereisungsspuren auf einen noch früheren, bis zu andinen Höhen erfolgten Hochstau der jüngstoligozänen Alpen, Bergeller Massiv-Bernina-Gruppe, zurückzuführen (HANTKE, 1982b, 1983; HANTKE & JÄGER, 1983). Dieses Gebirge wurde im Miozän bereits wieder abgetragen. Durch jüngere orogene Phasen entstanden neue, etwas weniger gigantische Gebirgsketten; doch dürften auch sie im jüngsten Miozän in den Hochlagen bereits vereist gewesen sein. Dies scheint sich gut mit der Entwicklung in der Antarktis zusammenzufügen (J. P. KENNETT, 1977; L. A. FRAKES, 1978, 1979; G. H. DENTON & T. HUGHES, 1981).
Das Norwegisch-Grönländische und das Nordpolar-Meeresbecken wurden damals mehr und mehr isoliert und waren nur noch durch enge Straßen mit dem Atlantik verbunden, so daß warmes Golfstrom-Wasser kaum durchfließen konnte; vielmehr wurde dieses gegen NW-Afrika gelenkt, und Treibeis aus dem Nordatlantik driftete bis vor die Küsten Portugals und Marokkos (H.-R. KUDRASS, 1973). Dies bewirkte wohl auch den Aufbau des Grönländischen Eisschildes, dessen Umfang noch heute von der Lage des Meeresspiegels abhängt. Bei schnellem Absinken wird die Eisbergbildung unterbunden, und die Eisschilde wachsen als ins Meer kalbende Gletscher bis an die neue Küste.
Der Aufbau der Eismassen in der Antarktis, in Grönland und in der Barents-See brachte eine weitere Absenkung von Meeresspiegel und Wassertemperatur, was eine weitere Klimaverschlechterung bewirkte.
Stationäre Hochdrucklagen über den Eisschilden von Grönland und der Barents-See, die Eisdecke der Norwegischen See und trockengefallene Landstriche im Ost- und Nordsee-Bereich verursachten in Europa und N-Amerika ein kontinentaleres Klima. Dieses jedoch hemmte eine weitere Vereisung.
Nach C. E. P. BROOKS (1949) genügt schon eine geringe Temperatur-Absenkung, um einen Eisschild aufzubauen. Da die Lufttemperatur darüber herabgesetzt wird, vergrößert sich dieser, bis seine südlichen Ausläufer Gebiete mit hoher Ablation erreichen, in denen dann der weitere Vorstoß zum Stillstand kommt.
Der Skandinavische und der Alpine Eisschild verstärken die Abkühlung, die zu ihrem Aufbau führte, so daß es in der gesamten nördlichen gemäßigten Zone zu einer Klimaverschlechterung kam und sich auch in N-Amerika und in NW-Sibirien Eisschilde aufbauten. Eine Temperaturerhöhung während des Maximums einer Vereisung bewirkte – wegen der Schutzwirkung der Albedo – einen Abbau des Vereisungsgebietes.
Mit dem Absinken des Meeresspiegels fielen Teile der Barents-See trocken, die verbleibenden Becken wurden so seicht, daß das Eis darüber fuhr. Dies begünstigte erneut den Aufbau des Barents-Schildes, der in der letzten und wohl schon in früheren Kaltzeiten existierte (J. BLÜTHGEN, 1942).
Der Skandinavische Eisschild wirkte als Barriere für die atlantischen Winde. Zudem hinderten darüber sich bildende Hochdrucklagen diese an ihrem Vormarsch gegen E. Bei einer Annäherung der beiden Schilde wurde die W-E-Zirkulation weiter abgeschwächt. Da auch die südlicheren Gebirge vereisten, reichte die Eisbarriere von Spitz-

bergen bis zu den Karpaten. Ebenso ist wohl das Hochland von Tibet verfirnt gewesen. Unter dem trockener gewordenen Klima verringerte sich der Zuwachs, so daß das Eis zunächst in den südlichen Randgebieten, später auch in den Gebirgen Mitteleuropas, NW-Sibiriens und N-Amerikas zurückschmolz. Der Meeresspiegel stieg wieder an; die Eisbergbildung am Barents-Schildrand verstärkte sich, was noch durch isostatische Senkung des Untergrundes begünstigt wurde. Dies führte zum Abbau des Schildes. Damit wurde eine Interglazialzeit eingeleitet, die anhielt, bis wieder analoge Gegebenheiten zu einer nächsten Vereisung führten.

Säugetierpaläontologische Befunde deuten zu Beginn einer Vereisung auf ein humides, in den Endphasen auf ein arides Klima (A. Nehring, 1890).

Aufgrund palynologischer Daten gelangten M. P. & V. P. Grischuk (1960 in B. Frenzel, 1968) zu analogen Ergebnissen. Während einer Vereisung lösten sich somit – wie auch J. Büdel (1959) durch morphologische Befunde bestätigen konnte – feuchtere und trockenere Zeitabschnitte ab. Den Wechsel von Glazial- und Interglazialzeiten führt Kvasov auf sich ablösende Prozesse zurück, für deren Anstoß ein schwacher äußerer Impuls genügt, nach ihm bereits eine Abkühlung, wie sie durch die periodische Veränderung der Erdbahn-Elemente verursacht wird.

Mit M. Schwarzbach (1974) dürften bei der Klimagestaltung im Laufe der Erdgeschichte, besonders auch während des Eiszeitalters, stets zahlreiche Faktoren zusammengewirkt haben. Erst das Zusammenspiel aller das Klima beeinflussenden Faktoren, vorab wenn mehrere gleichsinnig wirken, vermag zu gewissen Zeiten bedeutendere Klima-Änderungen, Eiszeiten auszulösen, welche die recht langfristigen Zeitabschnitte mit nur unbedeutenderen, aber offensichtlich periodischen Kleinschwankungen unterbrechen. Spätestens seit dem Pleistozän mag sich das *gegensinnige*, in den *Interglazialzeiten* sich einstellende Vorstoßen des Eises ausgewirkt haben.

Bei den Ursachen der Eiszeiten kommt zunächst zweifellos paläogeographischen und orographischen Fakten sowie der kontinentalen Drift eine große Bedeutung zu. Dadurch ergeben sich fundamentale, nicht konform zu den heutigen geographischen Breiten verlaufende Klima-Änderungen. Ebenso können Schwankungen in der Sonnenstrahlung das Klima beeinflußt haben. Dazu kommen Selbstverstärkungs-Effekte und wohl weniger bedeutsame Änderungen in der Zusammensetzung der Atmosphäre sowie der Erdbahn-Elemente. Sie alle wirkten offenbar so zusammen, daß sich nach langen Zeiten auffallender Klima-Konstanz mit nur geringen Schwankungen sich mehrfach Zeiten mit wesentlich größeren Amplituden eingestellt haben, die – besonders im Pleistozän – über heute dicht besiedelte Gebiete der Erde, über Europa und Nordamerika, subarktische und arktische Klima-Verhältnisse hereinbrechen ließen.

Bei einer kritischen Überprüfung der verschiedenen, das Klima beeinflussenden Faktoren, deren Wirkung es noch weiter sorgfältig abzuwägen gilt, lassen sich plausiblere und weniger bedeutsame auseinanderhalten. Da gerade dieses Abwägen und gesamthafte Erkennen der Auswirkungen sich oft recht schwierig gestaltet, sind wir noch weit von einer voll befriedigenden Synthese entfernt.

Seit dem 20. Jahrhundert mit seiner weltweiten Industrialisierung und systematischen Zerstörung der Naturlandschaft, vorab der Urwälder, ist auch in zunehmendem Maße mit einer Beeinflussung der Klima-Entwicklung durch den Menschen zu rechnen, umso mehr, als die durch ihn verursachten Eingriffe in den natürlichen Klima-Ablauf zu kurzfristig wirksamen Veränderungen führen, deren Auswirkungen nicht einfach durch gegensinnig wirkende Maßnahmen korrigiert werden können.

Da der Skandinavische Eisschild nach D. D. Kvasov (1971) in naher Zukunft seinen kritischen Zustand wieder erreicht haben dürfte, würde die von selbst sich wiederholende Klima-Entwicklung eine neue Vereisung einleiten, um so mehr, als das paläogeographische Bild seit der letzten sich kaum verändert hat. Nach mehrfacher Vereisung wäre der Schelfbereich der Barents-See jedoch so tief ausgeschürft, daß die Kette sich ablösender Kalt- und Warmzeiten abreißen und es in der gemäßigten Klimazone gar zu einer dauernden Vereisung kommen könnte.

Trotz all der bisher bekannt gewordenen Fakten ist es noch immer nicht möglich, eine kurz- oder gar mittelfristige Klima-Prognose zu geben, genügen doch diese nicht einmal für eine verläßliche Diagnose des heutigen Zustandes. Immerhin steht fest, daß sich das Klima in einem sehr labilen Gleichgewichtszustand befindet (M. Schwarzbach, 1976) und daß Störungen sicher, Steuerungen nur bedingt möglich sind.

Aufgrund pollenanalytisch belegter Jahresschichten-Zählungen (K.-J. Meyer, 1974; H. Müller, 1974a, b) und von Diatomeen-Analysen (L. Benda, 1974) in der pleistozänen Kieselgur der Lüneburger Heide, die in die Holstein- und in die Eem-Warmzeit gestellt werden, erhielt Müller für deren Dauer 15000–16000 und 10000–11000 Jahre, während die älteren Warmzeiten noch länger dauerten (Müller, 1965). Seit dem letzten spätwürmzeitlichen, durch einen markanten Rückschlag unterbrochenen warmzeitlichen Abschnitt sind bereits mehr als 12000 Jahre vergangen. Wenn junge Interglaziale 10000–16000 Jahre dauern, dann wäre die nächste Eiszeit wohl bald fällig, wenn sie gar «nur» 10000–11000 Jahre dauern, gar überfällig. Nach A. Berger (1977) wäre die nächste «Kaltphase» der Erdbahn-Elemente nur *schwach* ausgeprägt, viel schwächer als jene vor 20000 Jahren; sie wäre in 3000–5000 Jahren fällig, die nächste *starke* Phase erst in 55000 Jahren.

Zugleich wäre die Temperatur gegen Ende der Interglazialzeit rasch abgefallen (Müller 1974a, b, in K. Duphorn, 1976; G. Woillard, 1979; U. Eicher et al., 1981). Selbst in Mazedonien haben sich die Eichenmischwälder in 1000 Jahren in kälteresistente Trokkensteppen mit *Artemisia* verwandelt (T. A. Wijmstra, 1969; T. van der Hammen et al., 1971).

W. Dansgaard (1971, 1972) konnte im Inland-Eis von N-Grönland mit $\delta^{18}O$-Werten eine Abkühlung von mindestens 5° in nur 100 Jahren ermitteln. Nach den Pollen-Diagrammen (M. Welten, 1981, 1982; S. Wegmüller, 1982) haben die Kälte-Schübe nach dem letzten Interglazial im Zürcher Oberland und um Gondiswil BE recht *brüsk* eingesetzt.

Nach dem meteorologischen Modell von D. M. Shaw & W. L. Donn (1968) würde schon eine globale Abkühlung von 2°C ausreichen, um in Polargebieten über Selbstverstärkungs- und Rückkopplungseffekte der Albedo eine *neue Eiszeit einzuleiten*, falls sie lange genug anhält.

In der Nacheiszeit ist die Temperatur wiederholt um 1–1,5°, nach dem Jüngeren Atlantikum gar um über 2° abgefallen (Lamb, 1971; G. H. Denton & W. Karlén, 1973, und S. 593 f.), wobei die Werte in den Polargebieten noch tiefer lagen.

Schon ein Rückfall in eine Kühlphase wie 1812–1860 brächte für N- und E-Europa und die Alpenländer bei der heutigen, 5mal größeren Bevölkerungsdichte eine *ernste Krise*.

Neben dem zwangsläufig abrollenden Klimageschehen besteht heute gar die Möglichkeit, durch Anreicherung von CO_2 und weiterer Spuren-Gase – Methan, Freon, Stick-

oxyd –, Staub-Belastung (W. C. Wang et al., 1976; W. W. Kellogg, 1980) in der Atmosphäre und künstliche Wärme-Produktion, den Ablauf zu beeinflussen, wenn nicht gar zu verändern.

Wenn also damit zu rechnen ist, daß, neben den von Kvasov ins Feld geführten Veränderungen der Erdbahn-Elemente, auch derartige Faktoren die Klima-Entwicklung zu beeinflussen vermögen, müßten andere – etwa eine Verminderung der Albedo durch Verschmutzung entstehender, vereisungsfördernder Eisschilde – den Gang im umgekehrten Sinn beeinflussen. Sie müßten eine Zunahme der Eismassen auf dem Festland hemmen, so daß sich – durch die damit zusammenhängende vermehrte Tendenz zur Bildung stabiler Hochdrucklagen über dem Skandinavischen Eisschild – eine zunehmende Klimaverschlechterung verhindern ließe. Ob durch solche Eingriffe gar die Klima-Entwicklung vom Menschen «gesteuert» werden könnte?

Eine Veränderung des globalen Wärme-Haushaltes beeinflußt unweigerlich die Lage des Weltmeeresspiegels. Beim Abschmelzen des *arktischen Treibeises* ändert sich der Meeresspiegel nicht, da die Eisblöcke mit ihm im Schwimm-Gleichgewicht steht. In *Grönland* und auf den *Inseln* des *Nördlichen Eismeeres* kommt es in den Randgebieten zu einem verstärkten Abschmelzen im Sommer, zugleich jedoch zu erhöhten Schneefällen im Winter, so daß das Abschmelzen recht langsam vor sich geht und Jahrtausende benötigen würde. H. Flohn (1980) rechnet daher höchstens mit Spiegeländerungen von heutigem Ausmaß, von 1–2 mm/Jahr.

Die *E-Antarktis* mit Oberflächen-Temperaturen von –20° im Sommer und –60 bis –50° im Jahresmittel ist gegenüber einer globalen Erwärmung nahezu unempfindlich. Dagegen könnte der Eisschild der kleineren *W-Antarktis* mit einem Eisvolumen von nur 10% sich vom Felsgrund zu lösen beginnen und ins Schwimmen geraten (J. H. Mercer, 1978). Ein gegenwärtig nirgends belegter, aber rasch wirksamer Prozeß wäre wohl der einer «Kalbungsbucht», in welcher das Eis längs radialen Zerrspalten aufreißen würde, so daß Meerwasser eindringen könnte (T. Hughes, 1977; Flohn, 1980). Ein solches Aufbrechen des randlichen W-antarktischen Eisschildes hat wohl im *letzten Interglazial*, vor 120000 Jahren, stattgefunden, als sich an tektonisch stabilen Meeresküsten ein *Spiegelanstieg um 5–7 m* ereignete. Als Parallele führt Flohn den plötzlichen *Meeres-Einbruch* in die *Hudson Bay* kurz nach 8000 v. h. an, bei dem der Meeresspiegel innerhalb von 200 Jahren um 7–8 m anstieg. Da dieser Anstieg kaum linear erfolgte, kann er bis 10 cm/Jahr betragen haben, was sich schon binnen eines Jahrzehnts *verheerend* auf die *Küstengebiete* auswirken würde.

Nach Mercer liegen heute kritische Bereiche für eine Kalbung größten Ausmaßes – 2–2,5 Millionen km^3 – an der pazifischen *Küste der W-Antarktis* vor, wo nur dünnes Treibeis den submarin aufsitzenden Eisschild schützt. Wenn auch die Gefahr eines plötzlichen Spiegelanstieges um 5 m nicht unmittelbar bevorsteht (R. H. Thomas et al., 1979), so würde sie mit dem Übergang zu einem wärmeren Klima rasch anwachsen, da das dünne, in der Antarktis meist jahreszeitliche Treibeis rasch auf eine globale Erwärmung des Ozeans reagieren würde.

Wohl hat der Meeresspiegel im Laufe der Erdgeschichte stets geschwankt. Verschieden waren nur Ausmaß und Geschwindigkeit. Im Eiszeitalter waren beide recht groß und erfolgten in sehr kurzer Zeit. Auch künftig ist daher mit Spiegelschwankungen zu rechnen. Die Ursachen sind mannigfach: Sie liegen vorab in Änderungen des Reliefs und des Klimas. Zugleich sind diese ihrerseits von der Lage des neu sich einspielenden Spiegels abhängig.

Während Auswirkungen von Klima-Änderungen in vor- und frühgeschichtlicher Zeit bei geringer Besiedlungsdichte und primitiven, meist temporären Bauten in nahezu unberührter Naturlandschaft das Leben des damaligen Menschen kaum zu beeinträchtigen vermochten, hat sich dies in geschichtlicher Zeit grundlegend geändert. In der Alten Welt begann der Wandel schon im Mittelalter, in der Neuen Welt in der jüngeren Neuzeit, weltweit und in steigendem Maße erst in allerjüngster Zeit, als aus produktions-, handels- und verkehrspolitischen Gründen sich immer neue Ballungszentren an den Meeresküsten bildeten. Für die dicht bevölkerten Küstenbereiche hätten bereits geringe und vor allem recht *brüske* Spiegelveränderungen unweigerlich Katastrophen zur Folge. Um solche abwenden zu helfen, gilt es, die klimaverändernden Faktoren, ihre Auswirkungen und ihr gegenseitig sich beeinflussendes Wechselspiel zu ergründen, vor allem jene, die sich aus der Tätigkeit und den Lebensgewohnheiten des modernen Menschen ergeben, aber auch jene, die mit natürlich ablaufenden klimageschichtlichen Vorgängen in Zusammenhang stehen. Nur so können Tendenzen und ihre Tragweiten möglichst frühzeitig erkannt und betragsmäßig erfaßt werden (FLOHN, 1975, 1980b, 1981). Mit den Veränderungen des Meeresspiegels wandelt sich die paläogeographische Gestalt, vorab auch das submarine Relief. Damit verändern sich Meeresströmungen und verschieben sich Konfigurationen vorherrschender Groß-Wetterlagen, der stabileren Hochdruck-Gebiete und der Verlauf der Störungsbahnen. Zudem können sich gegenseitig beeinflussende Verstärkungseffekte einstellen, so daß weitere, nur schwer voraussehbare Klima-Veränderungen resultieren können.

Zitierte Literatur

ADHÉMAR, J. F. (1842): Les révolutions de la mer, déluges périodiques – Paris.

ARRHENIUS, S. (1896): On the influence of carbonic acid in the air upon the temperature of the ground – Phil. Mag., *41*.

BANDY, O. L. (1967): Foraminiferal definition of the boundaries of the Pleistocene in Southern California, USA – Progr. Oceanogr., *4*.

BENDA, L. (1974): Die Diatomeen der niedersächsischen Kieselgur-Vorkommen, palökologische Befunde und Nachweis einer Jahresschichtung – G Jb., A *21* – Hannover.

BERGER, A. (1977a): Support for astronomical theory of climatic change – Nature, *269* – London.

– (1977b): Long-term variation of the earth's orbital elements – Celest. Mech., *15*.

– (1978): Long-Term Variations of Caloric Insolation Resulting from the Earth's Orbital Elements – Quat. Research, *9* – New York, London.

– (1979): Spectrum of climatic variations and their causal mechanisms – Geophys. Surv., *3*.

BIRCHER, W. (1982): Klima- und Gletschergeschichte des Saastales: Glazialmorphologische und dendroklimatologische Untersuchungen – Phys. Ggr. U. Zürich, *9*.

BLÜTHGEN, J. (1942): Die diluviale Vereisung des Barentsseeschelfes – Naturw., *30*.

BROECKER, W. S., et al. (1968): MILANKOVITCH hypothesis supported by precise dating of coral reefs and deep-sea sediments – Sci., *159* – Washington.

–, & VAN DONK, J. (1970): Insolation changes, ice volumes, and the O^{18} record in deep-sea cores – Rev. Geophys. Space Phys., *8*.

BROOKS, C. E. P. (1949): Climate through the Ages – London (2nd ed.).

BRÜCKNER, W. D. (1951): Lithologische Studien und zyklische Sedimentation in der nördlichen Zone der Schweizeralpen – G R, *39/1*.

CHUMAKOV, N. M. (1973): Continental ice sheets and Precambrian shields – GS Amer. B., *94*.

CROLL, J. (1864): On the physical cause of the change of climate during geological epochs – Phil. Mag., *28*.

– (1875): Climates and time in their geological relations – London (4th ed. 1890).

CURRY, R. R. (1966): Glaciation about 3 000 000 years ago in the Sierra Nevada – Sci., *154*.

DANA, J. D. (1855): Address of the president of the Association – Proc. Amer. Assoc. Adv. Sci., *9*.

Dansgaard, W. (1971): Climatic record revealed by the Camp Century ice core – In: Turekian, K. K.: Late Cenocoic Ages – New Haven, London.
– (1972): Speculations about the next glaciation – Quat. Research, *2*.
Denton, G. H., & Hughes, T. (1981): The Great Ice Shields – New York.
– & Karlén, W. (1973): Holocene climatic variations, their pattern and possible causes – Quat. Research, *3*.
Donn, W. L., & Ewing, M. (1966): A theory of Ice Ages III – Sci., *152*.
Duphorn, K. (1976): Kommt eine neue Eiszeit? G R, *65/3*.
Dubois, E. (1893): Die Klimate der geologischen Vergangenheit und ihre Beziehungen zur Entwicklungsgeschichte der Sonne – Leipzig.
Dütsch, H. U. (1980): Ozon und Sonnenfleckenzyklus – In: Oeschger, H., et al., ed. (1980).
Eicher, U., et al. (1981): Pollen and Isotope Analysis of Late- and Post-Glacial Sediments on the Tourbière de Chirens (Dauphine, France) – Quat. Research, *15/2*.
Emiliani, C. (1966): Isotopic palaeotemperatures – Sci, *154*.
– & Geiss, J. (1959): On glaciations and their causes – G R, *46/2*.
Ewing, J. & M. (1967): Sediment distribution on the mid-ocean ridges with respect to spreading of the sea floor – Sci., *156*.
–, M., & Donn, W. L. (1956, 1958): A theory of Ice Ages I, II – Sci., *123, 127*.
Fairbridge, H. W. (1961): Convergence of evidence on climatic change and ice ages – Ann. New York Acad. Sci., *95/1*.
Fischer, A. G. (1965): The Lofer Cyclothems of Alpine Triassic – In: Symposium of cyclic sedimentation – Kansas G Surv., B, *169*.
Flint, R. F. (1971): Glacial and Quaternary Geology – New York, London, Sydney, Toronto.
Flohn, H. (1952): Allgemeine atmosphärische Zirkulation und Paläoklimatologie – G R, *40/1*.
– (1969): Ein geophysikalisches Eiszeit-Modell – E+G, *20* – Oehringen.
– (1974): Background of a Geophysical Model of the Initiation of the Next Glaciation – Quat. Research, *4*.
– (1975): Regieanweisungen eines Wissenschafters – Bild Wiss., *8* – Stuttgart.
– (1978): Die Zukunft unseres Klimas: Faktor und Probleme – PROMET, *2/3*.
– (1979): On Time Scales and Causes of Abrupt Paleoclimatic Events – Quat. Research, *12*.
– (1980a): Geophysikalische Grundlagen einer anthropogenen Klimamodifikation – Veröff. J. Jungius-Ges. Wiss. Hamburg, *44*.
– (1980b): Modelle der Klimaentwicklung im 21. Jahrhundert – In: Oeschger, H., et al., ed. (1980).
– (1981): Das CO_2-Problem und die Zukunft unseres Klimas – Glückauf, *117* – Essen.
Frakes, L. A. (1978): Cenocoic climates: Antarctica and Southern Ocean – In: Pittock, A. B., et al.: Climatic change and variability – A Southern Perspective – Cambridge.
– (1979): Climate through Geologic Time – Amsterdam.
Frenzel, B. (1968): Grundzüge der pleistozänen Vegetationsgeschichte Nord-Eurasiens – Erdwiss. Forsch., *1* – Wiesbaden.
Gansser, A. (1983): The Morphogenic Phase of the Mountain Building – In: Hsu, K. J.: Mountain Building Processes – London.
Goodel, H. G., et al. (1968): The Antarctic glaciation history recorded in sediments of the Southern Ocean – PPP, *5*.
Guilcher, A. (1969): Pleistocene and Holocene sea-level changes – Earth Sci. Rev., *5*.
Hantke, R. (1974): Les dépôts du Quaternaire le plus ancien de la région frontière France-Allemagne-Suisse, indiquent-ils des glaciations remarquables du SW de la Forêt-Noire? – Ann. Sci. U. Besançon, G (3) *18*.
– (1978): Eiszeitalter, *1* – Thun.
– (1979a): Zur Geologie von Molasse und Quartär in der Nordost-Schweiz (Exkursion A am 17. April 1979) – Jber. Mitt. oberrhein. g V., *61*.
– (1979b): Die Geschichte des Alpen-Rheintales in Eiszeit und Nacheiszeit – Ibid.
– (1980): Die Obere Süßwassermolasse der Schweiz, ihr Paläorelief und ihre stratigraphische Fortsetzung in die Vogesen-Schüttung – Vjschr., *125/4*.
– (1982a): Die jüngere Landschaftsentwicklung in der Nordschweiz – Mitt. natf. Ges. Schaffhausen, *32*, (1981/84).
– (1982b): Die jüngst-oligozäne Flora im Bergsturz-Anriß der Beichlen (Gemeinde Flühli, Kt. Luzern) – Ein Vergleich mit weiteren Floren der Unteren Süßwassermolasse und stratigraphische, paläoklimatische und paläogeographische Schlußfolgerungen – Mitt. natf. Ges. Luzern, *27*.
– (1983): Zur Relief-, Tal- und Klimageschichte in den zentralen und östlichen Schweizeralpen – Vjschr., *128/4*.

HANTKE, R. & JÄGER, E. (1983): Zur tertiären Relief- und Talgeschichte des Bergeller Hochgebirges, der zentralen Südalpen und der angrenzenden Gebiete – Ecl., *76/2*.
HAYS, J. D., IMBRIE, J., & SHACKLETON, N. J. (1976): Variations in the earth's orbit: pace maker of the ice ages – Sci., *194*.
HERMAN, J. (1970): Arctic Paleo-Oceanography in Late Cenozoic time – Sci., *169*.
HOFMANN, F. (1958): Pliozäne Schotter und Sande auf dem Tannenberg NW St. Gallen – Ecl., *50/2* (1957).
HOINKES, H. (1968): Wir leben in einer Eiszeit – Umschau Wiss. Techn., *68/26* – Frankfurt a. M.
HOLLIN, J. (1962): On the glacial history of Antarctica – J. Glaciol., *4*.
– (1965): WILSONS theory of ice ages – Nature, *208*.
HSU, J. (1978): On the Paleobotanical Evidence for Continental Drift and theHimalayan Uplift Paleobotanist, *25*.
HUGHES, T. (1977): West Antarctic Ice Streams – Rev. Geophys. Space Phys., *15/1*.
IMBRIE, J., & PALMER IMBRIE, K. (1979): Ice ages, solving the mystery – New Jersey.
KASSER, P. (1981): Rezente Gletscherveränderungen in den Schweizer Alpen – Jb. SNG 1978, Brig – Basel.
KELLOGG, W. W. (1980): Review of human impact on climate – In: OESCHGER, H., et al., ed. (1980).
KENNETT, J. P. (1977): Cenozoic evolution of the Antarctic glaciation, the circum Antarctic ocean and their impact on global paleooceanography – J. Geophys. Research, *82*.
KERNER v. MARILAUN, F. (1941): Submarine Schwellenhebung als Erreger einer Allgemeinvereisung – Z. Glkde., *27*.
KÖPPEN, W., & WEGENER, A. (1924): Die Klimate der geologischen Vorzeit – Berlin – (Ergänzung von KÖPPEN, 1940).
KUDRASS, H.-R. (1973): Sedimentation am Kontinentalhang vor Portugal und Marokko im Spätpleistozän und Holozän – «Meteor» – Forsch.-Ergebn., C 13 – Berlin, Stuttgart.
KUKLA, G. J. (1975): Loess stratigraphy of Central Europe – In: BUTZER, K. W. & ISAAC, G. L., ed.: After the Australopithecines – The Hague.
KVASOV, D. D. (1971): Postulate einer Eiszeit-Theorie – E + G, *22*.
–, & M. Ya. VERBITSKY (1981): Causes of Antartic Glaciation in the Cenozoic – Quat. Research, *15/1*.
LAMB, H. H. (1971): Climate Present, past and future, I. Fundamentals on Climate – London.
LINIGER, H. (1964): Beziehungen zwischen Pliozän und Jurafaltung in der Ajoie. Mit sedimentpetrographischen Analysen von F. HOFMANN – Ecl., *57/1*.
LIVINGSTONE, D. A. (1959): Theory of the Ice Ages – Sci., *129*.
LYELL, CH. (1833): Principles of Geology – London (12. Aufl. 1875; repr. 1970).
MACLAREN, C. (1842): The glacial theory of Professor Agassiz – What effects have glaciation and deglaciation had on ocean level? – Amer. J. Sci., *42*.
MANABE, S., & WETHERALD, R. T. (1975): The effects of doubling the CO_2 concentration of the climate of a general circulation model – J. Atmosph. Sci., *32* – Lancaster.
MERCER, J. H. (1969): Glaciation of Southern Argentina more than two million years ago – Sci, *164*.
– (1978): West Antarctic ice sheet and CO^2 greenhouse effect: a threat of disaster – Nature, *271/5643*.
MESOLELLA, K. J. (1969): The astronomical theory of climatic change: Balbados data – J. G, *77*.
MEYER, K.-J. (1974a): Pollenanalytische Untersuchungen und Jahresschichtenzählungen an der holstein-zeitlichen Kieselgur von Hetendorf – G Jb., A *21*.
MILANKOVITCH, M. (1920): Théorie mathématique des phénomènes thermiques produits par la radiation solaire – Paris.
– (1930): Mathematische Klimalehre – Hdb. Klimatol., *1* – Berlin.
– (1936): Durch ferne Welten und Zeiten – Leipzig.
– (1938): Astronomische Mittel zur Erforschung der erdgeschichtlichen Klimate – Hdb. Geophys., *9* – Berlin.
– (1941): Kanon der Erdbestrahlung und seine Anwendung auf das Eiszeitenproblem – Kgl. Serb. Akad., Spez. Publ. *133*, Belgrad.
MILLER, A. A. (1943): Climatology – New York.
MÜLLER, H. (1965): Eine pollenanalytische Neubearbeitung des Interglazial-Profils von Bilshausen (Unter-Eichsfeld) – G Jb., *83*.
– (1974a): Pollenanalytische Untersuchungen und Jahresschichtenzählungen an der holstein-zeitlichen Kieselgur von Munster-Breloh – G Jb., A *21*
– (1974b): Pollenanalytische Unters.uchungen an der eem-zeitlichen Kieselgur von Bispingen/Luhe – G Jb., A *21*.
NANSEN, F. (1904): The bathymetrical features of the North Polar seas, with a discussion of the continental shelves and previous oscillations of shore-line – Norwegian North Polar Expedition 1893–1896 – Sci. results, *4/13* – Christiania.

Nehring, A. (1890): Über Tundren und Steppen der Jetzt- und Vorzeit mit besonderer Berücksichtigung ihrer Fauna – Berlin.
Oeschger, H. (1981): In der Natur gespeicherte Geschichte von Umweltsvorgängen – In: Oeschger et al., ed.
Oeschger, H., et al., ed. (1980): Das Klima – Analysen und Modelle, Geschichte und Zukunft – Berlin, Heidelberg, New York.
– & Siegenthaler, U. (1981): Das CO_2-Problem – Jb. SNG 1978, Brig – Basel.
Penck, A. (1928): Ursachen der Eiszeit – Sitz.-Ber. preuss. Akad. Wiss., phys.-math. Kl., *1928/6*.
– (1938): Die Strahlungstheorie und die geologische Zeitrechnung – Z. Ges. Erdkde., *9/10* – Berlin.
– (1909): In: Penck, & Brückner, E.: Die Alpen im Eiszeitalter – Leipzig.
Plass, G. N. (1965): The carbon dioxide theory of climatic change – Tellus, *8* – Stockholm.
Renner, F. (1982): Beiträge zur Gletschergeschichte des Gotthardgebietes und dendroklimatologische Analysen an fossilen Hölzern – Phys. Ggr. U. Zürich, *8*.
Ruddiman, W. F. & McIntyre, A. (1976): Northeast Atlantic paleoclimatic changes over the past 600 000 years – In: Cline, R. M., & Hays, J. D., ed.: Investigations of Late Quaternary paleoceanography and paleoclimatology – G S Amer. Mem. *145*.
– (1981): Oceanic Mechanisms for Amplification of the 23 000-Year Ice-Volume Cycle – Sci., *212/4495*.
Schwarzbach, M. (1962, 1974): Das Klima der Vorzeit – 2., 3. Aufl. – Stuttgart.
– (1968): Neuere Eiszeithypothesen – E + G, *19*.
– (1972): Die primäre Ursache der Eiszeiten – Naturw. R, *25/8* – Stuttgart.
– (1976): Temperaturänderungen in der Erdgeschichte – G R, *65/3*.
Schweingruber, F. H. (1980): Jahrringe als klimatologische Datenquellen – In: Oeschger, H., et al.,ed. (1980).
– et al. (1979): Dendroclimatic studies on conifers from Central Europe and Great Britain – Boreas,*8* – Oslo.
Shaw, D. M., & Donn, W. L. (1968): Milankovitch radiation variations, a quantitative evaluation – Sci., *162*.
Soergel, W. (1937): Die Vereisungskurve – Berlin.
Tanner, W. F. (1965): Cause and development of an Ice Age – J. G, *73* – Chicago.
Thomas, R. H., et al. (1979): Effects of climatic warming on the West Antarctic ice sheet – Nature, *277/5695*.
Thorarinsson, S. (1967): The Eruption of Hekla in Historial Time – The Eruption of Hekla 1947–1948 – Soc. Sci. Isl. Reykjavik.
van der Hammen, Th., Wijmstra, T. A., & Zagwijn, W. H. (1971): The floral record of the Late Cenozoic of Europe – In: Turekian, K. K.: Late Cenozoic Glacial Ages – New Haven, London.
Wagner, A. (1940): Klimaänderungen und Klimaschwankungen – Braunschweig.
Wang, W. C., et al. (1976): Greenhouse effect due to man-made perturbations of trace gases – Sci., *194*.
Wegmüller, S. (1982): Die Schieferkohlen von Gondiswil/Ufhusen (Schweiz. Mittelland) und ihre Stellung im Jungpleistozän – In: Suter, J., ed.: Kurzfassungen der Vorträge – DEUQUA in Zürich – Phys. Ggr. U. Zürich *5*.
Welten, M. (1981): Gletscher und Vegetation im Lauf der letzten hunderttausend Jahre – Vorläufige Mitteilung – Jb. SNG 1978 Brig – Basel.
– (1982): Pollenanalytische Untersuchungen im Jüngeren Quartär des nördlichen Alpenvorlandes der Schweiz – Beitr., NF, *156*.
Wexler, H. (1953): Radiation balance on the Earth as a factor in climatic change – In: Shapley, H., ed.: Climatic change – Cambrige (Mass.).
Wijmstra, A. T. (1969): Palynology of the first 30 meters of a deep section in Northern Greece – Acta Bot. Neederl., *18/4* – Wageningen.
Wilson, A. T. (1964): Origin of ice-ages: an ice shelf theory for Pleistocene glaciation – Nature, *201*.
Woerkom, A. v. (1953): The astronomical theory of climate change – In: Shapley, H., ed.: Climatic change – Cambridge (Mass.).
Woillard, G. (1979): Abrupt end of the last Interglacial s. s. in North-East France – Nature, *281/5732*.
Wolf, R. (1856–1893): Beobachtungen der Sonnenflecken in den Jahren 1849–1855, 1856–1892 – Vjschr., *1*–37.
Woldstedt, P. (1969): Die Ursache der Eiszeiten – In: Quartär – In: Lotze, F., ed.: Handbuch der stratigraphischen Geologie – Stuttgart.
Wundt, W. (1933): Änderungen der Erdalbedo während der Eiszeit – Meteorol. Z.
– (1944): Die Mitwirkung der Erdbahnelemente bei der Entstehung der Eiszeiten – G R, *34/7–8*.

Résumé

L'époque la plus récente de l'histoire de la Terre, le Quaternaire, a débuté il y a plus de 1,7 millions d'années. Il fut marqué par des alternances de périodes froides et chaudes au cours desquelles la Suisse fut plusieurs fois recouverte de glace. Cette couverture atteignait 95% lors des plus grandes glaciations et encore 85% pendant la dernière. Durant les interglaciaires, les surfaces englacées ne dépassaient guère 3%. Les événements les mieux connus sont ceux de la dernière glaciation, dite würmienne, du Tardiglaciaire et de l'Holocène.

Le nombre des glaciations quaternaires a souvent prêté et prête encore à discussion; le schéma des 4 glaciations, proposé en 1901 par A. Penck & E. Brückner, n'est plus satisfaisant pour classer ces dépôts et l'évolution morphogénétique de l'avant-pays alpin. B. Eberl et, plus tard, I. Schaefer ont reconnu des témoins de glaciations antérieures aux 4 ensembles classiques, *Günz, Mindel, Riss, Würm*, celle du *Danube,* précédant le Günz, et celle de la *Biber*, plus ancienne encore. Enfin Schaefer a intercalé entre le Mindel et le Riss une glaciation appelée *Paar;* récemment A. Schreiner intercale celle de l'*Haslach* entre le Günz et le Mindel. G. Amberger a même envisagé «d'abandonner une fois pour toutes, ce système des 4 pseudoglaciations». Cependant, les forages des fonds océaniques ainsi que les séquences loessiques de la Moravie ont fourni les arguments indiscutables de multiples glaciations, interrompues régulièrement par des périodes chaudes.

Dans l'histoire de la Terre, des périodes froides se sont produites déjà bien avant le Quaternaire: les premières il y a plus de 2000, puis vers 1900, 680, 430 et 280 millions d'années. Plus tard, après le calme climatique du Mésozoique et du Cénozoique ancien, un climat frais, puis froid et même glaciaire s'est manifesté à nouveau dans le Cénozoique moyen et tardif.

Les traces d'avancement d'un ancien glacier de l'Adda semblent déjà exister à l'Oligocène récent sous un climat tempéré. Du massif brégaglien, élevé en peu de temps à des altitudes andiennes, des glaciers se sont écoulés jusque dans les paléovallées des lacs de Côme et de Lugano.

Il existe des preuves d'une période non seulement sèche, mais aussi déjà assez fraîche à la limite Mio/Pliocène, dans le NW et le NE de la Suisse. Dans l'Ajoie et le bassin de Delémont les *Graviers vosgiens* à gros galets se sont déposés avant le plissement du Jura alsacien sous un climat qui exclut la présence d'une couverture forestière sur les pentes et même dans l'avant-pays des Vosges méridionales. Il est même fort probable que les reliefs les plus élevés étaient recouverts de neiges pérennes dont les eaux de fonte pouvaient transporter des galets sur plus de 60 km vers le SE (Fig. 296).

Au Tannenberg, au NW de St-Gall, la séquence molassique est surmontée d'une série contemporaine à galets et sables grossiers provenants du Flysch du Vorarlberg.

Une période froide plus marquée, glaciaire déjà, est révélée sur le bord oriental du bassin de Laufon et en Bâle-Campagne par la *formation des Blocs pérégrins*, constituée surtout du Grès bigarré silicifié. Ces blocs, compris entre 20 et 111 cm de long, ne peuvent provenir que du bord méridional de la Forêt Noire, c'est-à-dire de la région de la faille de Kandern. Seul un transport glaciaire sur plus de 30 km peut expliquer leur taille dans une matrice rouge-brune, argileuse et décalcifiée. Le spectre des petits galets arrondis les accompagnant indique un remaniement des conglomérats du Grès bigarré. La matrice est à interpréter

comme de la moraine profondément altérée et les blocs comme des erratiques (vol. 1, Fig. 129, 130; vol. 3, Fig. 297). La glaciation correspondant à la formation des Blocs pérégrins a précédé l'affaissement de plus de 800 m du plateau du Dinkelberg, couverture sédimentaire de la Forêt Noire, bordant la faille de Kandern. La vallée du Haut Rhin entre Waldshut et Bâle s'est installée le long de dislocations parallèles à cette faille. Les cailloutis à galets vosgiens du Sundgau méridional ont été chevauchés par le pli le plus externe du Jura. Plus à l'E, les dernières déformations du Jura plissé en sont contemporaines et ont eu lieu à la limite Plio/Pléistocène. Si déjà le long du bord externe du Jura se produisaient des mouvements marquants il devrait s'en produire encore de plus marquants dans les Alpes.
Les mouvements tectoniques tardifs du NW de la Suisse ont entraîné des modifications du réseau hydrographique. L'Aar, rivière collectrice du Moyen-pays suisse, s'écoulait auparavant vers le Danube, comme l'attestent les dépôts remaniés de conglomérats quartzitiques sur les hauts-plateaux du haut Danube. Elle se dirigeait par la suite à partir de Waldshut, vers l'W par la vallée du Haut Rhin, juste formée, puis par le Sundgau vers le Doubs, la Saône et le Rhône (Fig. 298).
A l'époque froide suivante, la glace helvétique avançait à nouveau et remplissait la dépression du Moyen-pays. A l'W de Bâle, de grandes étendues de galets à éléments helvétiques d'une assez grande taille, les *Graviers du Sundgau,* se déposaient, en résistant au transport et aux altérations.
Les associations de minéraux lourds alpins du Bas Rhin démontrent qu'à la période froide ultérieure, le réseau hydrographique s'est modifié à la suite de déformations tectoniques. Le seuil du Kaiserstuhl fut supprimé et le drainage s'effectuait de Bâle vers le N par la plaine franco-allemande du Haut Rhin.
Les graviers du *Deckenschotter supérieur* ont été considérés comme des cailloutis continus. Mais il semble plutôt que les glaciers günziens se seraient avancés dans l'avant-pays sur un relief déjà prononcé et que les cailloutis se seraient étalés à partir de leurs bords sur les plateaux (Fig. 299).
Pendant les périodes chaudes, les vallées libres de glace ont été approfondies par les eaux de fonte. Les parcours à forte pente ont été surcreusés; sur ceux à faible pente se sont développés des méandres en voie de comblement et même des lacs.
L'interglaciaire suivant, l'époque froide du Deckenschotter supérieur, est mis en evidence au SW de Rheinfelden par une flore à caractère forestier comparable à l'actuel, mais contenant encore *Tsuga* (= Pruche), relique tertiaire, preuve d'un climat tempéré et humide.
Au cours de la glaciation suivante, les glaciers alpins s'avançaient à nouveau jusque dans la vallée du Haut Rhin. Les cailloutis du *Deckenschotter inférieur* comprennent des accumulations de plateaux, des dépôts de sandurs et de chenaux à galets striés, des erratiques ainsi que des paquets morainiques intercalés. Ils attestent un relief accusé antémindelien, et, à Laufenbourg, un surcreusement profond. Lors de la fonte des glaces il se produisait un remplissage avec des dépôts à éléments anguleux au début, arrondis par la suite, profondément altérés au cours de la période suivante, longue et chaude, puis recouverts par une moraine à gros blocs.
L'Interglaciaire Mindel/Riss du Moyen-pays est marqué par des flores holsteiniennes à chênaies mixtes, sapins et épicéas, trouvées à Meikirch au NW de Berne, dans la vallée de l'Aar au SE, ainsi que dans la vallée de la Linth. Comme dans l'avant-pays bavarois, les sédiments contenant ces flores se sont déposés dans des bassins; par contre, dans la région alpine, les cours d'eaux ont continué à creuser (Fig. 300).
Au cours de la *glaciation rissienne,* les glaciers alpins ont envahi à nouveau le Moyen-pays.

Après les confluences à la cluse de Turgi et à Koblenz, ils s'étaient même avancés jusqu'au bord méridional de la Forêt Noire. Les moraines et les erratiques démontrent que la glace helvétique était en contact avec les glaciers sortant des vallées de la Forêt Noire. Sur le versant N des Alpes, des galets caractéristiques permettent de distinguer, au moins à partir de cette glaciation, les différents systèmes glaciaires: Rhône, Aar/Rhône, Aar/Reuss, Reuss, Linth/Rhin et Rhin.

Le *glacier rhodanien* du Valais, des Alpes vaudoises et du Chablais se partageait en deux dans le bassin lémanique. De là, un bras envahissait le Moyen-pays romand par des voies différentes et se réunissait le long du Jura entre Olten et Brugg avec la glace aaro-reussienne. Les glaciers du Jura furent aussi progressivement refoulés et finalement surmontés par la glace rhodanienne. Des langues s'écoulaient par les seuils de transfluence dans les vallées du Jura, drainées vers le SW et NW de St-Cergue jusqu'à Salins et de Pontarlier jusqu'à Ornans. Là, des polis glaciaires et des erratiques valaisans, juchés à 40 m au-dessus de la Loue, prouvent que ce cañon, encaissé de plus de 200 m dans des calcaires, avait été creusé antérieurement. Plus au NE, les langues glaciaires atteignaient la source du Dessoubre et témoignent de l'entaillement de cette vallée par les eaux de fonte le long de cassures. Dans les chaînes du Jura méridional, les blocs erratiques les plus élevés démontrent qu'au Chasseron, sur le prolongement du débouché du glacier du Rhône, la glace s'élevait jusqu'à 1450 m. Au NW de Bienne, elle atteignait plus de 1300 m, de sorte qu'un lobe, renforcé par le glacier de la Suze, passait par le col de la Pierre Pertuis et s'écoulait par la vallée de la Haute Birse jusqu'au bassin de Delémont dont le remplissage quaternaire est à interpréter comme des sandurs.

Par les cols de la chaîne du Passwang, la glace rhodanienne, renforcée par les glaciers jurassiens, s'écoulait vers le bassin de Laufon et, par les dépressions du Jura soleurois oriental, dans les vallées de l'Ergolz où elle s'avançait jusqu'au-delà de Liestal.

La glace, qui transfluait par les cols du Jura argovien, se réunissait à la sortie de la vallée de Frick avec le glacier helvétique, s'étalant au-delà de Laufenbourg jusqu'à Möhlin, où le front est marqué par des moraines terminales et des chenaux d'eaux de fonte. Comme en aval de Liestal, le front glaciaire se prolonge dans les cailloutis de la Haute Terrasse de la vallée du Haut Rhin. Du côté droit du Rhin, le stade de Möhlin se poursuit le long de la Forêt Noire méridionale, du Jura schaffhousois, dans le Hégau jusqu'au-delà de Biberach-sur-Riss, toponyme de la glaciation rissienne.

Le long du bord alpin, la glace rissienne atteignait 1460 m au Niremont au SW de Bulle, 1320 m au Gurnigel, au confluent avec le glacier de l'Aar, 1280 m au NE du Pilate, 1250 dans la région d'Einsiedeln, plus de 1300 m au S du col de Ricken et 1450 m dans la vallée du Rhin, entre la Fäneren, à l'E d'Appenzell, et la Hohe Kugel, au S de Dornbirn. Les glaciers venant du SE, ceux de la Sarine, de l'Aar et des Emmes, étaient refoulés vers les Alpes, de sorte qu'ils ne pouvaient s'écouler qu'entre le bord alpin et la région montagneuse du Napf, vers le NE, jusqu'au glacier Aar/Reuss.

Le long du bord alpin et dans le Jura, il n'existait ainsi que quelques nunataks; la plupart d'entre eux portaient des névés qui, sur leur flanc N, alimentaient les glaciers. Sur les arêtes libres de glace et dans les niches exposées au soleil purent se maintenir et survivre des flores et des faunes sans exigence. Après la fonte des glaces, ces reliques se propagèrent quelque peu, alors qu'à partir des refuges situés au SW, S et SE des Alpes, des espèces plus exigeantes réémigraient progressivement.

A l'époque rissienne il n'y avait en Suisse que de petits domaines exempts de glace: la vallée du Haut Rhin en aval de Möhlin, celle de la Basse Ergolz, les bassins de Delémont et de

Laufon, la vallée de la basse Birse ainsi que l'Ajoie où s'avançaient des langues de la chaîne du Mont Terri. Ces petits glaciers prouvent que la limite des neiges pérennes était très basse, dans la vallée du Haut Rhin vers 800 m, dans l'Ajoie plus basse encore, de sorte que des névés se formaient sur les versants N des chaînes. De plus, les apports locaux et l'alimentation par chutes de neige sur la glace durant presque toute l'année étaient responsables, mis à part les énormes bassins d'alimentation, de la grande étendue du glacier du Rhône.

Les premiers *stades de retrait* rissiens apparaissent à Laufenbourg et à Koblenz. A ce stade, le glacier du Rhin était indépendant de la glace helvétique. Un stade plus récent existe à Turgi; un dernier, qui ne fut plus modifié par les avancées würmiennes, subsiste à Baden. Par la suite, la glace fondit jusque dans les hautes régions, ne restant que peu de temps dans les bassins préformés où s'installèrent à nouveau des lacs (Fig. 300).

Le *reboisement de l'interglaciaire Riss/Würm* se faisait assez vite, selon la succession: bouleaux et pins, chênaies mixtes, charmaies, pins et bouleaux.

Les témoins des phases de progression des glaciers würmiens, c'est-à-dire des bassins lacustres et des lignites liées à des cailloutis, étaient assez rares et mal compris; on faisait débuter, en Suisse, l'histoire de la glaciation würmienne avec son maximum ou avec les derniers stades de progression. Au cours des dernières décennies cependant, des témoins ont été découverts dans l'avant-pays souabo-bavarois, dans le Moyen-pays et même dans le domaine alpin. Grâce à des datations ^{14}C (avec enrichissement), plus nombreuses et plus fiables, réalisées sur ces lignites, considérées autrefois comme étant d'âge Interglaciaire Riss/Würm, il a été démontré que beaucoup de ces dépôts, contenant des flores tempérées à fraîches et leurs séquences forestières – épicea, pin et bouleau – prouvent l'existence de tourbières fossiles des interstades éowürmiens, comme dans les Vosges, en Savoie et dans l'avant-pays bavarois. De plus, ces dépôts ont montré une liaison avec des alluvions de proximité glaciaire et même avec des moraines de fond. Ainsi les glaciations *Glütsch* et *Kander,* proposées par P. Beck près de Thoune, intercalées entre le Riss et le Würm, sont à reconsidérer sous cet aspect. Elles représentent des avancées würmiennes suivies de retraits, de sorte que dans les bassins lémanique et genevois, des marais et même des forêts se sont installés à plusieurs reprises, comme dans l'Oberland zurichois. Beaucoup de profils, connus uniquement par forages, démontrent qu'il faut tenir compte de remaniements et d'écaillements glaciotectoniques; ainsi, il n'est guère possible d'établir l'évolution forestière en corrélation avec les mouvements glaciaires.

Au cours du *Würm*, les glaciers N et S des Alpes se sont développés à nouveau en d'immenses fleuves glaciaires. Dans le Haut-Valais, celui du Rhône fut d'abord repoussé, comme aux glaciations précédentes, sur le flanc opposé de la vallée par les glaciers débouchant de Fiesch et d'Aletsch occupant les fonds de la vallée principale. Les glaciers de la Viege, de la Navisence, de la Borgne et de la Drance ont produit en aval des faits analogues. Plus tard, le glacier du Rhône repoussait ces tributaires qui ne pouvaient confluer qu'en aval des débouchés des vallées, où souvent se formaient des roches moutonnées.

Dans le Bas-Valais, le glacier du Rhône venait en contact avec celui de l'Arve par le col des Montets, avec celui de la Sarine par le col des Mosses et par les selles des deux côtés des Rochers de Naye.

Dans le bassin lémanique, il se partageait en deux, comme déjà à l'époque rissienne: en un bras lémanique et un bras soleurois. Le bras lémanique remplissait d'abord ce bassin. Durant les avancées, déjà rissiennes, mais aussi würmiennes, il déposait des graviers de progression. On les retrouve, avec des lignites, surtout à la confluence du glacier de la Dranse,

en amont de Thonon, où A. MORLOT avait reconnu la pluralité des glaciations pleistocènes, mais aussi en Suisse, à la Côte. Plus en aval, à Genève et au-delà, il existe des dépôts plus récents: l'alluvion ancienne.

Puis le bras lémanique perçait le Jura en aval de Genève et s'avançait, lors du maximum rissien, jusqu'au-delà de Lyon; au Würm il dépassait le SW du Jura finalement jusqu'à Lagnieu. Le bras soleurois, s'avançait le long des voies entre le bord alpin et le Jura par le Moyen-pays romand jusqu'en aval de Wangen-sur-l'Aar, et recueillait les glaciers de la Sarine, de la Gérine, de la Singine et de l'Aar. Comme déjà lors de la glaciation rissienne, ce bras avait refoulé les glaciers de la Sarine et de la Jogne et les forçaient à s'écouler par la vallée de la Roche. Aux environs de Fribourg c'est les anciens cours de la Sarine, de la Gérine et de la Singine qu'il barrait, les bloquant avec de la moraine de fond en les obligeant à creuser de nouveaux cours. Plus au NE, les eaux de fonte passaient déjà pendant les phases de progression par la vallée de Wangen au SW de Berne, et au NE par celles de Krauchthal, de Wynigen et de Thörigen.

Le *retrait du glacier du Rhône* fut interrompu par des réavancées. Après le stade de Bellegarde, équivalent de celui de Soleure, la glace fondit d'abord jusque dans le bassin genevois. La réavancée tardiwürmienne en aval de Genève correspond à celle de Neuchâtel et de Bulle. Dans les bassins du Léman et du lac de Neuchâtel, les deux lacs commencèrent à se former. Le réseau glaciaire se morcela dans le Bas-Valais; les tributaires fondirent jusqu'aux gorges des débouchés des vallées. Lors de la régression climatique suivante, ils avançaient à nouveau dans la vallée du Rhône; cependant, en aval de Loèche, en raison du climat intramontane, ils ne pouvaient plus se réunir pour former un seul glacier. Celui de la Navisence recouvrait les collines de l'éboulement de Sierre, qui lors du réchauffement précédent barra la vallée du Rhône. Les eaux de fonte s'accumulaient temporairement en un lac tandis que la langue rhodanienne se terminait en amont, dans la région du Bois de Finges.

Au stade de Viège, les glaciers du Rhône, de Fiesch et d'Aletsch confluaient d'abord avec celui de la Viège, puis ils commencèrent à se séparer. A la dernière réavancée tardiwürmienne, ceux d'Aletsch et de Fiesch arrivaient jusque dans les bassins de Brigue et de Fiesch, déblayés pendant les phases de progression. Le glacier du Rhône se terminait alors à Obergesteln dans la hautes vallée de Conches où se manifestent des arcs morainiques.

Aux stades maxima du Würm, quelques langues du glacier de l'Aar progressèrent vers le glacier Sarine/Rhône. Près de Berne, celui de l'Aar fut barré sur un large front et refoulé contre le côté droit de la vallée. Quelques langues du bord E avancèrent vers la vallée de l'Emme dans laquelle s'écoulèrent les eaux de fonte, barrées par le glacier Aar/Rhône.

Entre les systèmes Aar/Rhône et Linth/Rhin se développaient les glaciers des deux Emmes et de la Reuss. Aux stades maxima du Würm, séparés par quelques dix milliers d'années, celui de la Grande Emme s'avançait jusqu'au chenal latéral du glacier de l'Aar, l'autre, se dirigeant de Schangnau vers le N, se joignait à un bras de celui de la Petite Emme, remontant de Schüpfheim vers le SW dans la vallée de l'Ilfis. Sa langue principale, s'écoulant vers le N, se réunissait à Wolhusen avec un bras du glacier Aar/Reuss, remontant de Lucerne la vallée de la Petite Emme. Plus au NW, dans les vallées du Napf, de petites langues s'installèrent aux maxima würmiens. Au Riss elles étaient encore mieux développées et ne permettaient pas à la glace Emme/Aar/Rhône, qui s'avançait sur un large front vers le NE, de pénétrer au fond de ces vallées.

A travers le col du Brünig, le glacier de la Reuss, collectant les glaces de la Suisse centrale, recevait un apport important de celui de l'Aar. A la Righi-Hochflue, il se partageait en deux bras: l'un s'écoulait par des bassins du lac des Quatre-Cantons, déblayé le long de

lignes tectoniques lors des avancées antérieures, l'autre, soutenu par le glacier de la Muota, s'avançait par la vallée préformée du lac de Zoug. Dans le bassin de Schwyz, il se divisait en 3 lobes; l'un entrait en contact avec le glacier Linth/Rhin, les deux autres se réunissaient avec le bras du lac des Quatre-Cantons. Sur son côté frontal, le glacier de la Reuss se divisait en éventail, s'écoulant en plusieurs bras par les vallées transversales lucerno-argoviennes dans lesquelles les deux maxima würmiens se manifestent par une difference morphologique prononcée. Lors des stades maxima du Würm – la limite des neiges pérennes se situait 100 m plus bas qu'à l'époque rissienne – apparaissaient des moraines frontales moins marquées, prouvant un stade externe à celui des moraines bien développées. On repère ce stade grâce à des dépôts proglaciaires de bordure et des moraines moins prononcées. Les moraines, parfois débordées ultérieurement, posent le problème de la succession des stades würmiens. La suite chronologique, établie déjà par A. Escher en 1862 dans la *vallée du lac de Zurich et de la Limmat* avec les stades de Killwangen, Schlieren, Zurich et Hurden, fut confirmée. Le stade de Zurich se distingue par des vallums dont quelques-uns révèlent les marques d'une progression. Une suite analogue à celle du système de la Linth apparaît aussi dans les autres systèmes du Rhône au Rhin, ainsi que le long de l'avant-pays bavarois jusqu'au-delà de l'Inn.

A l'arrière des moraines terminales du stade de Zurich et de ses équivalents, se sont formés des bassins disposés souvent sur des lignes tectoniques, occupés jusqu'à nos jours par des lacs. Ils furent déblayés par des progressions glaciaires répétées, ne se distinguant que par la profondeur du creusement, due aux structures et à la nature des roches. Après le stade de Zurich, la glace Linth/Rhin fondit jusque dans le bassin de l'Obersee en abandonnant aussi les vallées de la Glatt et de la Kämpt, laissant se former le lac de Zurich, le Greifensee et le lac de Pfäffikon. La moraine lacustre de Hurden–Rapperswil, couronnée d'erratiques, atteste une faible réavancée. Des bassins profonds se formaient aussi à l'arrière d'autres glaciers, démontrant le déblaiement antérieur. Dans tous les systèmes, comme dans celui du Linth/Rhin, des cailloutis délimitent les stades de progression.

Les alluvions bordières de la plaine de la Linth et de la vallée de la Glatt sont séparées par des intercalations de lignite comprenant des flores interglaciaires et interstadiaires. Le faciès local de ces dépôts démontre que dans la région de l'Obersee, le glacier issu du Wägital et, plus tard aussi celui de la Sihl, furent repoussés par le glacier Linth/Rhin, alors en croissance. Des stades d'équilibre se sont installés à deux niveaux avant que la glace locale n'ait pu s'écouler par un mince cordon latéral. Les stades de retrait de Hurden, Zurich, Schlieren et Killwangen semblent coïncider avec les stades de progression.

Après le stade de Hurden, les tributaires fondirent plus vite que le glacier principal, plus volumineux. La barre molassique du canal de la Linth et le surcreusement profond rendent vraisemblable l'existence d'un stade de progression aux environs de Ziegelbrücke. Au cours de la fusion tardiglaciaire, dans les vallées surcreusées et en aval des langues, se forma le lac de Walenstadt dont un bras pénétrait dans la basse vallée de la Linth glaronnaise. Plus tard, des moraines et des sédiments périglaciaires se déposaient en aval de Sargans, près de Netstal et à l'embouchure du Klöntal.

Ensuite le réseau glaciaire se morcela dans les vallées de la Linth et du Rhin: les glaciers du Klöntal, du Sernf et de la Linth, ainsi que ceux de la Landquart, de la Plessur et des Rhins antérieur et postérieur, redevinrent indépendants. Les deux bras rhénans libérèrent les fonds jusqu'à Ilanz et Thusis. Les pieds des versants furent déblayés par l'action du gel et du dégel. Des cassures, dessinées par des systèmes de failles, s'ouvrirent et entraînèrent des éboulements.

Lors d'une aggravation climatique, les glaciers des deux Rhins, soutenus par des apports du Vorab, du Ringelspitz et du Calanda réavancèrent jusqu'à Coire. Des moraines et des polis glaciaires, ainsi que les tumas de Domat et de Coire, démontrent que les glaces recouvrirent les masses éboulées entre Flims et Coire. Si ces tumas n'ont pas été déplacées, c'est grâce au glacier de la Plessur qui bloquait à Coire la progression de la glace rhénane et donc sa capacité érosive.

Après le stade de Coire, la glace refondit dans le Domleschg: les glaciers de l'Albula et du Rhin postérieur devinrent indépendants; les gorges du Schin et de la Viamala furent libérées. Lors des avancées précédentes, les moraines avaient comblé les fonds déblayés par les eaux de fonte, de sorte que celles-ci durent creuser de nouvelles gorges. Les vallums morainiques dans la vallée de l'Albula, près de Tiefencastel et à Filisur, montrent des réavancées. Dès lors les glaciers de la Julia, de la Landwasser et de l'Albula s'individualisaient.

Dans le domaine du glacier du Rhin postérieur et de ses apports, les stades de Zillis et d'Andeer sont caractérisés par des graviers, des moraines et des chenaux. Plus tard, les glaciers de l'Albula et du Rhin fondirent dans les bassins de Bergün et du Rheinwald. Une nouvelle avancée, repérée grâce à des moraines latérales, entraîna le glacier du Rhin jusqu'à Sufers. Lors des derniers stades – correspondant à ceux de Daun et d'Egesen dans les Alpes tyroliennes – il réavança jusqu'à Hinterrhein. Cette corrélation, prouvée par des datations ^{14}C et des analyses polliniques, permet dans le Rheinwald une chronologie du Tardiwürmien, attribué au Dryas ancien et récent. Le stade de Sufers correspondrait à celui de Gschnitz dans le Tyrol, les stades du Schams – de Zillis, Andeer et Roffla – à ceux de Steinach am Brenner, et le stade de Coire à une poussée durant laquelle les tributaires s'avancèrent une dernière fois dans la vallée de l'Inn.

La fonte tardiwürmienne se manifeste non seulement dans les systèmes du Rhône et du Rhin, mais aussi dans d'autres, en Suisse et dans les régions voisines. En suivant les moraines des vallées principales et latérales, et en utilisant les données biostratigraphiques et les datations ^{14}C on arrive à mieux saisir le mécanisme du recul tardiwürmien; cependant ces datations ne deviennent plus abondantes qu'avec la réapparition des arbres. Apparemment la couverture forestière ne s'établit que lentement. Ce n'est qu'à partir de l'interstade du Bölling que la glace fondit plus rapidement: le glacier rhénan se retira dans le Rheinwald et la végétation progressa vers les vallées internes. A l'Alleröd, des forêts de pins s'installèrent jusque dans les cirques alpins.

Lors de la dernière avancée, au Dryas récent, ces forêts furent éclaircies à nouveau. Durant l'Holocène se développèrent des séquences forestières diverses, dans le Jura, le Moyen-pays, les Alpes septentrionales, les vallées sèches intraalpines, ainsi que sur le versant méridional des Alpes. Sur les deux versants, de nombreux sites préhistoriques, paléo-, méso- et néolithiques, d'âge du bronze et du fer, ont été découverts, permettant d'ésquisser l'histoire du paysage, du peuplement et de son environnement (Fig. 306).

Les massifs extraalpins des Vosges, de la Forêt Noire, des régions élevées des l'Alb souabe occidentale et des chaînes molassiques à l'W de Kempten étaient envahies par la glace pendant les plus grandes glaciations et même durant le Würm.

Au SW des *Vosges*, à La Grande Pile, entre les moraines rissiennes et würmiennes, l'existence d'un interglaciaire, équivalent à l'Eemien, et, plus haut dans la sequence pollinique, la présence d'interstades antérieurs au maximum würmien, ont été prouvées. Dans les systèmes glaciaires des Vosges, des stades de retrait du Würm tardif sont bien marqués. Les séquences polliniques des cirques glaciaires ont permi de reconstruire l'histoire forestière tardi- et postglaciaire.

Dans la *Forêt Noire méridionale,* les limites des glaciations rissienne et würmienne ont été précisées. Alors que la région englacée des Vosges était toujours restée isolée, celle de la Forêt Noire était en contact avec la glace alpine durant le maximum rissien. Les cendres volcaniques de Maria Laach, datant de l'Alleröd, decouvertes dans les Vosges, la Forêt Noire et l'avant-pays alpin, démontrent que les deux massifs étaient déjà déglacés au Würm tardif.

Dans la *Baar,* la découverte d'erratiques isolés, de têtes de chenaux d'eaux de fonte et de plissotements glaciotectoniques dans le Trias supérieur ont fourni les indices d'une couverture de glace rissienne. Il semble que la glace de la Forêt Noire orientale avançait jusqu'à *l'Alb souabe* et y rencontrait celle s'écoulant des hauts-plateaux. La preuve en est donnée par la présence de galets de la Forêt Noire, de roches moutonnées au bord NW de l'Alb, ainsi que par les bassins d'alimentation des hauts-plateaux et les têtes de chenaux à une altitude de 800 m. Les eaux de fonte s'écoulaient vers le Neckar d'une part et vers le Danube d'autre part. Les bassins d'accumulation et des têtes de chenaux mieux prononcés, situés à 900 m, laissent supposer pour les régions les plus élevées de l'Alb, une couverture de neige pérenne à l'époque würmienne.

Pendant l'extension maximale, même *l'Adelegg,* la région molassique à l'W de Kempten, était couverte de glace. Du côte SE, des lobes du glacier de l'Iller passaient le partage des eaux et pénétraient dans ces vallées. Au Würm, les cirques étaient encore actifs et aux fronts de ces petits glaciers se déposaient des moraines bien conservées.

Dans la *Haute-Engadine,* dans le système de l'Inn, il manque la fermeture de la vallée. Il semble qu'elle ait disparu déjà avant le Pléistocène par l'érosion de glaciers provenant du système Mera/Adda. Au Quaternaire il s'y formait une calotte glaciaire divergeant par les cols de Maloja et du Bernina dans le système de l'Adda, par ceux du Septimer, du Julier et de l'Albula dans celui du Rhin. Peu de glace transfluait par le Pass dal Fuorn et le col de la Resia dans le système de l'Adige. Par contre les coulées de glace engadinaise étaient beaucoup plus grandes par les cols bas du Tyrol, le Fernpass et les cols de Seefeld. Les dépôts à éléments cristallins des Alpes centrales dans l'avant-pays bavarois indiquent la surface minimale du glacier de l'Inn. Entre les glaciations Riss et Würm au N d'Innsbruck les éboulis de Höttingen ont fourni des mégarestes de flores de climat chaud. Le profil pollinique d'Eurach au lac de Starnberg montre une succession floristique interglaciaire continue.

Au début du Würm, des marais s'étaient formés dans les dépressions. Lors des phases d'avancée encore plus récentes, le glacier du Ziller s'était avancé jusque dans la vallée de l'Inn et y avait créé entre celui-ci et le front du glacier de l'Inn un barrage glacio-lacustre. Dans ce lac s'étaient déposés des argiles varvées, et, plus en amont dans cette vallée, des sables et des graviers formant les terrasses de la vallée de l'Inn. Dans la basse vallée des branches du glacier de l'Inn dépassaient les cols bas vers l'E, vers Kitzbühel, St-Jean-au-Tyrol et Kössen, et se réunissaient avec la glace provenant des Alpes de Kitzbühel. Sur le bord alpin, dans le bassin de Samerberg, le glacier de l'Inn barrait déjà des lacs pendant les reculs mindélien et rissien. Durant les interglaciaires, équivalents à l'Holsteinien et à l'Eemien, ces lacs se transformèrent en marais comme l'indiquent des séquences polliniques séparées et recouvertes par de la moraine.

Du bord alpin, les puissants lobes des glaciers de l'Inn et de la Tiroler Ache s'avançaient dans l'avant-pays bavarois, se réunissant à chaque glaciation; les systèmes d'arcs morainiques frontaux les entourant en témoignent. Lors de la fonte ces deux grands lobes devinrent indépendants et déposèrent des vallums internes, échelonnés par des lacs peu profonds

au centre. Le plus étendu de ces lacs, celui de Rosenheim, se vida déjà au début du Tardiwürmien par une rupture de barrage; postérieurement s'y développèrent des tourbières. Par contre, le Chiemsee a été conservé comme relique.
Les stades tardiwürmiens du glacier de l'Inn, de Bühl près de Kufstein, de Steinach am Brenner, de Gschnitz dans cette vallée latérale, de Daun et d'Egesen dans les Alpes du Stubai, montrent de courtes réavancées dont l'âge a été précisé par des diagrammes polliniques. La dernière réavancée du glacier de l'Oetz jusqu'à Sölden est attribuée grâce aux moraines latérales, à une diminution de pollens d'arbre et aux datations ^{14}C, au Dryas récent. Dans la haute vallée de l'Inn, des réavancées sont prouvées en amont de Landeck, à Pfunds et dans la Haute-Engadine. A Cinuos-chel des graviers tardiwürmiens, recouverts par de la moraine sur plusieurs km, indiquent une progression nette. Des réavancées plus récentes encore sont marquées à Bever d'une part, et dans le lac de Champfèr d'autre part, ainsi qu'à Pontresina et à St-Moritz. Ces stades devraient correspondre aux stades classiques des Alpes tyroliennes, comme le prouvent l'analyse morphogénétique, les séquences polliniques et les datations ^{14}C, effectuées entre Maloja et Cinuos-chel.
Du SE des Alpes suisses, *le glacier de l'Adige* avec ses immenses régions d'accumulation avait envahi tous le Tyrol méridional, des cols de la Resia, du Brenner, de St-Candide et du Tonale jusqu'aux Dolomites. A Méran et à Bolzano les glaces se réunissaient, mais déjà à Trente elles se partageaient en 3 branches: La première, ayant coulé vers l'W, barrait d'abord le glacier de la Sarca; plus en aval, ces deux masses de glaces se réunissaient et remplissaient le bassin d'origine tectonique du lac de Garde, entouré au S par des systèmes de cordons morainiques; le plus externe de ces cordons avait déjà forcé les eaux de fonte rissiennes du glacier du Chiese, alimenté par l'autre branche du glacier de la Sarca et surtout par des glaces du côté E de l'Adamello, de ne plus se jeter dans le lac et de les suivre du côté W. La deuxième, la partie centrale, continuait à s'écouler par la vallée de l'Adige et formait les moraines frontales de Rivoli au NW de Vérone. La troisième, la branche orientale, transfluant par le col de Pérgine, s'avançait par le Val Sugana jusqu'au bord alpin en se réunissant avec le lobe occidental du glacier du Piave, alimenté par la glace des Dolomites méridionales. Ce glacier remplissait le bassin de Belluno, mais à l'E, un lobe avait traversé la selle de Fadalto et déposait l'amphithéâtre morainique de Vittore Veneto.
Les glaciers des Alpes méridionales, exposés au S et même au SW ne pouvaient s'écouler que vers des basses latitudes, car ils provenaient de hautes et vastes régions d'alimentation et recevaient des chutes de neiges apportées par les vents du SW. Leurs cailloutis provoquaient des accumulations énormes dans le bassin du Pô, jusqu'à 2000 m d'épaisseur au S du lac de Garde. Jusqu'au Pléistocène ancien, ce bassin constituait encore un golfe de la Mer Adriatique. Au bord des Alpes, les cailloutis les plus anciens, les ceppi, souvent cimentés, se trouvent en position élevée, à différents niveaux, comme dans l'avant-pays septentrional. Plus au S, ces sédiments, comparables à ceux du fossé rhénan, avaient rempli progressivement le fond du bassin lombardo-padan.
Au Pléistocène moyen, les paléosols étendus, formés sur les cailloutis pendant les phases chaudes, ainsi que leurs positions dans les systèmes des terrasses, permettent des datations relatives. Les *ferretti*, paléosols rouge foncé, marquent une altération longue et intense, antéwürmienne ou même antérissienne; celle-ci ne dépend pas seulement du climat et du temps, mais aussi du substratum et de la percolation. La différence entre l'extension des poussées des deux dernières glaciations est beaucoup plus petite sur le versant S que du côté N des Alpes. Les moraines des stades externes y sont serrées et souvent superposées; les vallums sont ainsi beaucoup plus élevés.

Les interglaciaires se distinguent de leurs équivalents du N des Alpes par un pourcentage plus élevé et une persistance plus longue des reliques tertiaires. Les refuges étaient plus proches, de sorte que le repeuplement pût se faire, comme au Tardi- et au Postglaciaire. Les régressions climatiques tardiwürmiennes se montrent moins prononcées dans les flores au S des Alpes, surtout dans les régions basses. Quant aux stades würmiens et tardiwürmiens, on constate des séquences morainiques analogues à celles du N des Alpes.

Le glacier de l'Oglio avec ses névés du côtés N, W et S de l'Adamello recevait aussi de la glace, par transfluence, du Système de l'Adda. Il avait surcreusé le Val Camónica et le lac d'Iseo y laissant le Monte Isola comme témoin glaciaire. Aux stades maxima il avançait jusqu'au Monte Orfano Bresciano. Un lobe avait barré le glacier de la Presolana, un autre s'écoulait par le Val Cavallino. Entre ces deux, un éboulement interglaciaire avait barré un lac dont les sédiments stratifiés renferment les flores tempérées de Piánico-Séllere.

Les glaciers du Sério et du Brembo des Alpes bergamasques méridionales n'avaient jamais atteint le bord alpin. Les graviers de la vallée latérale de Gandino avaient été barrés à plusieurs reprises par le glacier du Sério. Les argiles et les lignites intercalées renferment à Leffe des restes de mammifères et une succession de végétation du début du Quaternaire à reliques tertiaires jusqu'à l'Interglaciaire Riss/Würm. Le long de lignes tectoniques – Jorio–Tonale, Brégaglia, Liro/Mera et lac de Côme – *le glacier de l'Adda* de l'Ortler avec ses confluents du Bernina, de la Chaîne Orobique, de la Brégaglia et du Val S. Giacomo avait élargi ces vallées profondes. A Menaggio il se partageait en 4: une branche entrait dans le Val Sássina, les deux suivantes remplissaient les deux bras du lac de Lecco et de Côme et la dernière avait transflué par le seuil de Grándola dans le bassin de Porlezza du lac de Lugano. A Lugano, celui-ci entrait en contact avec le glacier du Tessin, ayant franchi le col du Monte Ceneri et s'écoulant par la vallée du Vedeggio vers Ponte Tresa; ceci est prouvé par les erratiques du Monte Caslano, provenant du Val Solda par le glacier de l'Adda. Les autres branches avaient remplis les bassins de Porto Ceresio et de Capolago et avançaient vers Varese et vers Olgiate, entrant en contact avec des lobes des glaciers du Tessin et de l'Adda. Les branches principales de celui-ci coulaient par le lac de Côme vers Cantù et par

---

W Tabeillon
Suze
Areuse
Bienne/Orbe
Valsérine
Rhône Bras soleurois
Bras genevois Sarine Aar Gde Emme Pte Emme Reuss Lint
Arve Singine
Arly
Isère
Arc
Romanche
Viona Elvo Oropa Cervo Sessera
Dora Baltea Sésia Toce/Tess

les lacs de Lecco et de Garlate jusqu'à Paderno, où des graviers cimentés du Pléistocène ancien, des ceppi, forment les parois de la gorge de l'Adda, entaillée jusqu'au Pliocène supérieur.
Du lac de Lecco des lobes entraient dans la vallée du Lambro et dans la Brianza où les 3 lacs d'Alsério, de Puziano et d'Annone sont séparés par les stades de progression et les moraines de recul. Le stade de Lecco correspond à celui de Melide qui partage le lac de Lugano en deux bassins profonds.
Dans la Valtelline les glaciers latéraux avançaient au Tardiwürmien encore une fois jusque dans le fond de la vallée tandis que le glacier de l'Adda se terminait à Chiuro.
Les bassins d'accumulation des *glaciers du Tessin et du Toce* s'étendaient vers le NW jusqu'au Blinnenhorn dans le Haut-Valais. De là, les glaciers ne s'écoulaient pas seulement dans la haute vallée du Rhône, mais par les cols de Corno et de Gries aussi dans le Val Bedretto et le Val Formazza, où prennent naissance le Tessin et le Toce.
Le glacier du Tessin recevait des confluents surtout du St-Gotthard, du Lucomagno, de la Greina et du S. Bernardino, par où de la glace rhénane avait transflué dans la Mesolcina, ainsi que par les vallés latérales tessinoises de la Verzasca et de la Maggia. Par le Centovalli et sa continuation vers Domodossola, le Val Vigezzo, il était en contact avec le glacier du Toce. De la plaine de Magadino, surcreusée de 300 à 400 m, une branche transfluait par le Monte Ceneri vers Lugano et Ponte Tresa, où elle avait été déviée par un bras du glacier de l'Adda transfluant par le col de Grándola vers la vallée de la Tresa et vers le lac Majeur. De Ponte Tresa un autre bras passait par le col de Marchirolo, le Val Travaglia et le Val Cuvia, déviait à son tour de la glace Mera/Adda vers Varese. De la glace réunie de Mera/Adda et du Tessin rejoignait un lobe tessinois s'avançant de Laveno vers le SE dans les bassins des lacs de Varese, de Monate et de Cannobbio. A Cannobbio, au lac Majeur, le glacier du Tessin recevait de la glace du Toce, transflué du Val Vigezzo.
Les glaciers du Tessin et du Toce se réunissaient aux environs des Iles Borromées. A Gravedona, *le glacier du Toce* avait envoyé un bras vers Omegna, où il surcreusait avec celui de la Strona le bassin du lac d'Orta.

Fig. 306 Tableau synoptique des systèmes des glaciers pléistocènes N et S des Alpes

Rhin Inn
Thur Iller «Wertach» Lech Ammer Loisach Isar Mangfall Leitzach Tiroler Ache
Bregenzer Ach

Brembo Sério Sarca
Mera/Adda Oglio Chiese Lobe du Adige Lobe du Brenta Piave
Lac de Garde

Le raccord du réseau glaciaire entre les lobes frontaux de l'Adda et du système Toce/Tessin, était, grâce aux cols de transfluence situés plus bas, plus étroit qu'au N des Alpes. Il en résulte des possibilités de corrélation de la déglaciation dans les deux systèmes. Pour les premiers stades, la formation du relief actuel donne des indications supplémentaires. De même, l'excavation des bassins, due aux poussées répétées jusqu'aux stades terminaux, semble être confirmée. Pour les stades les plus récents, les comparaisons des abaissements de la limite des neiges pérennes dans les différentes vallées, les profils palynologiques et les datations ^{14}C fournissent des possibilités de synchronisation.

Le glacier de la Sésia s'écoulait par cette vallée longue et tortueuse, collectionnant les glaces d'une région montagneuse à des altitudes modérées, située au SE du Mont Rose. En raison de sa position initiale à l'abri de grandes précipitations, ce glacier n'atteignait plus le bord alpin, malgré sa région d'alimentation très élevée.

Par contre, les bassins d'accumulation du côté SE du massif du Mont Blanc, des Alpes valaisannes du Mont Véran jusqu'au Mont Rose, et, au S, du Ruitor jusqu'au Grand Paradis et du Mont Emilius jusqu'aux hauts-fonds de la vallée de Champorcher, dépassent des altitudes de 3500 m. Cette alimentation avait fait du *glacier de la Doire Baltée,* remplissant toute la Vallée d'Aoste, malgré sa position intramontane, un des plus puissants des Alpes. Sa langue s'était avancée dans le bassin d'Ivrea jusqu'à plus de 25 km dans l'avant-pays, entourée de moraines latérales superposées de 300 m de haut, les plus élevées des Alpes. Aux environs d'Ivrea, des roches moutonnées séparent des cuvettes rocheuses, renfermant de petits lacs et des marais. Des lacs formés à partir de glaces mortes, des chenaux latéraux, des plaines alluviales ainsi que des sandurs témoignent de ce glacier, qui touchait à l'W encore celui de Chiusella dont les régions d'alimentation dépassaient 2800 m.

Si les moraines des plus grandes glaciations ne sont, par solifluction, plus guère marquées, celles du Würm, par contre, sont encore bien développées. Les premiers stades tardiwürmiens ne sont pas manifestes. En amont d'Aoste, cependant, les cordons morainiques marqués prouvent que les tributaires étaient descendus encore une fois jusque dans le fond de la vallée d'Aoste (Fig. 306).

Les *flores interglaciaires* et *interstadiaires* ainsi que l'*extension des glaciers* pendant les périodes froides permettent, compte tenu de la paléogéographie modifiée par les fluctuations du niveau de la mer, de reconstruire le *paléoclimat:* paléotemperatures moyennes et précipitations annuelles, du Pliocène à l'Actuel (p. 584–596).

Les *englaciations pléistocènes* sont dues tout d'abord aux *grands changements paléogéographiques* du Cénozoique: L'entrée de l'Antarctique dans la région polaire et son englaciation progressive, le blocage des courants de convections marines dans l'Atlantique du Nord et dans la Mer polaire, les englaciations du Groenland – au Pliocène – et du Tibet, par soulèvement plus récent. D'autres mécanismes encore sont toutefois responsables des alternances régulières de périodes froides et chaudes.

Les carottes des grands fonds océaniques ainsi que les séquences lœssiques de la Moravie établissent que le *rayonnement solaire* a été toujours le facteur de contrôle du climat, ce qui a confirmé finalement les idées de M. Milankovitch et ses courbes de rayonnement. 3 cycles déterminent le changement régulier entre glaciaires et interglaciaires:

– celui de 100000 ans, dû à *l'excentricité de l'orbite de la Terre,*
– celui de 43000 ans, dû à la variation de l'inclinaison de l'axe polaire et
– ceux de 24000 et de 19000 ans, dus aux deux cycles de la précession.

La croissance de la glace antarctique pendant les interglaciaires semble soutenir cet alternance climatique régulière.

Summary

During the maximum extent of the Pleistocene glaciations more than 95% of Switzerland was covered by ice, whereas the Würm glaciers occupied about 85%. In the Last Interglacial, the ice covered only about 3%, and today 3,25%, of the surface.
Only the history of the Würm glaciation, of the retreat of these glaciers and of the last 10000 years of the Holocene are known in detail. From a small part of the Swiss plain and from northwestern Switzerland, some information about the Last Interglacial, the Riss glaciation and the Holstein equivalent in the North European chronology is available. Records of older glaciations are scarce; even their number is still discussed (Fig. 307).
Gravel deposition and ice erosion of glacial times are followed by lake and bog formation during interglacials. However, this model, which led to PENCK & BRÜCKNERS theory of the 4 glaciations, has been applied too strongly. Criticism has arisen in the last decades; it has even been suggested to abandon «once and for ever the scheme of the 4 pseudo-glaciations».
Traces of an *oldest cool period in the Latest Miocene* are known from the Northwest of Switzerland, in the *Ajoie region* and the *Delémont basin*. The deposition of the *Vosges Gravels* more than 60 km from their source area was only possible under climatic conditions which prevented the growth of trees on the southern slope of the Vosges, where the highest mountains may even have been covered by ice caps. Catastrophic meltwaters could have transported coarse debris towards the southeast (Fig. 296). Synchronous *Flysch gravels* occur at the *Tannenberg* near St-Gall. In the following warmer period, the source area was cut off by the folding of the northern Jura chains (Fig. 307).
A next cold period is documented *south of Basle* by the *«Wanderblock-Formation»*, by large boulders of silicified Buntsandstein (Lower Triassic) and crystalline rocks from the Kandern fault region in the southern Black Forest. The size of these boulders – the largest ones are more than 1 m in length – cannot be explained by fluvial transport. There is no corresponding drainage basin. Well-rounded pebbles seem to be reworked from Buntsandstein conglomerates in a red-brownish argillaceous matrix. This sediment is to be interpreted as a deeply weathered till, and the large blocks as erratic boulders, transported by an early Black Forest glacier (Fig. 297). At the same time an Alpine glaciation must have covered the Swiss Lowland, probably in similar proportions as during later glaciations. The «Wanderblock» glaciation took place before the vertical displacement occurred on the Kandern fault. At the same time the Vosges Gravels were overthrusted in the southern Sundgau by the outermost fold of the Jura mountains. Between Waldshut and Basle, faults and joints parallel to the Kandern fault led to the formation of the High Rhine valley and caused a drastic change in the drainage system (Fig. 298). The Aar, which collected the Swiss Alpine rivers, could no more use its former course towards the Danube. It turned at Waldshut to the west and followed the joints, excavating a new valley towards Basle, then continued through the Sundgau to reach the Doubs, the Saône, and finally the Rhône River.
During the following *cold period, the Sundgau Gravels* with Helvetic pebbles which resisted erosion and alteration – siliceous limestones, quartzites, gneisses, red granites of the Rigi conglomerates – were deposited in the Sundgau, west of Basle.

The heavy mineral associations in the Lower Rhine region show that during the next cold period the drainage changed again: The waters from the Swiss Alps flowed past Basle through the Rhine Graben to the north (Fig. 299). During this glaciation the *Upper Deckenschotter* (cover-gravel) were deposited at the glacier margins north of the Swiss Lowland where they covered a pronounced relief. Formerly they were believed to be remnants of a continuous gravel plain.

In the High Rhine valley, the succeeding interglacial is proven by a fossil flora containing *Tsuga* – hemlock – pollen. This shows that climatic conditions allowed the growth of temperate and humid forests.

During the following glaciation, the Alpine glaciers again managed to advance into the High Rhine valley. The outwash plains of the *Lower Deckenschotter*, formed in a similar way as the Upper Deckenschotter, again attest to a marked foreland relief. The glaciers caused pronounced overdeepenings. In the Swabian-Rhine glacier foreland the Haslach glaciation has been intercalated between the Günz and the Mindel glaciations.

Depressions formerly occupied by ice tongues were filled during the retreat by meltwater and lacustrine sediments which were deeply weathered during the subsequent interglacial (Fig. 300). At Meikirch and in the Aar Valley, west and southeast of Berne, and also in the Linth plain, southeast of Lake Zurich, these sediments contain pollen of pine, oak, hazel, fir and spruce. They are contemporaneous with the Holstein Interglacial and are covered by till. This till can be followed down to the *terminal moraines* of *Möhlin* and of *Liestal*, 20 km east and 12 km southeast of Basle, which are considered to be of *Riss age*.

Since the Riss glaciation, characteristic erratics allow to distinguish various glacier systems: Rhône, Aar/Rhône, Emme, Aar/Reuss, Reuss, Linth/Rhine and Rhine (Fig. 306).

In the Lake Leman basin, the *Rhône glacier* divided into 2 branches. One flowed via Geneva, cut through the Jura chains and reached down to Lyon; the other covered the main part of the Swiss Lowland. Several lobes flowed over the Jura area, filling the valleys there, and reached Salins and Ornans near Besançon.

The upper limit of erratics indicates that the Rhône ice surface left the Alps at 1550 m in the western Prealps and reached the Jura border at 1450 m. In the Alpine foreland and in the Jura mountains there were only a few nunataks. Most of these, reaching above the regional snowline, contributed their ice to the main glaciers.

In the ice-free regions, plants and animals adapted to the cold could survive. After the retreat of the ice they spread out and from the south surviving refugee species could return.

The first *Rissian retreat stages* appear near *Laufenburg* and *Koblenz* in the High Rhine valley. At this stage the Rhine glacier was separated from the Helvetic ice. The next stage exists near Turgi and a last one near *Baden* and *Schinznach*, where the Helvetic ice was also divided into individual glaciers. In the early interglacial (Fig. 300), forests with oak, hazel, hornbeam, fir, spruce, pine and birch reconquered the land, as proven by palynological profiles.

The *history of the Würm glaciation* could formerly be deciphered only by starting from its maximum. Now, more evidence of the advance histories has been discovered in the forelands and even in Alpine regions. Lacustrine deposits and lignites, believed to belong to the Riss/Würm Interglacial, proved to be, by palynological and lithostratigraphical methods, of Early Würm age. They demonstrate the formation of peat with spruce and pine associations formed during warmer stages interrupting the Würm glacier advances.

In the transverse valleys of the front area of the Reuss glacier, the two maxima of Würm advances, separated by several ten thousand years, are morphologically expressed.

Large Alpine glaciers, such as the Rhône and the Rhine glaciers, did not fill their valleys at first: the accumulation zones of the future tributaries were much closer to the thalweg than those of the main glacier. These could only push back their tributaries and dam them. From the Alpine border to the foreland, younger till-covered gravel sheets and meltwater channels indicate readvance stages.

Several attempts have been made to synchronize the retreat stages of the different Würm glacier systems and their lobes. Detailed investigations in every valley allow to understand more of these mechanisms.

In the western Swiss Plain, the Rhône glacier reached 200 m higher than formerly believed. This corresponds to the ice level at the Jura border, proved by the highest lateral moraines. The St-Julien stage near Geneva is synchronous with those of Neuchâtel and Bulle. This fact has effects on the history of the retreat of the Rhône glacier and its tributaries. The synchronisation of the early Late Würm stages can be established only by following up the moraines in the different glacier systems; this allows also to decipher the mechanism of retreats and readvances.

Numerous Recent palynological and radiocarbon investigations provide new information towards a synchronisation of the final phases of the Würm glaciation and a delineation of the climatic history of the Late Würm and the Holocene.

In the southwest of the *Vosges* between the 2 last glaciations, interglacial and early interstadial sediments have shown at the Grande Pile continuous pollen sequences which allow to recognize the history of the vegetation and to compare it with that of the Eemain and the Early Weichselian of the North European glaciation. In the valley-mouth areas, the extensions of the Riss glaciation are marked by weathered till and scarce erratics, the outermost margin of the Würm ice by moraines, retreat stages also by moraines and by dammed lakes.

In the *Black Forest*, evidence of the Riss glaciation is less pronounced than in the Vosges. In the southern part there existed a connection with the united Helvetic ice; the eastern extension is still discussed because many erratics were destroyed so that they became rare. Even the maximum stages of the Würm are not always well marked.

The *Swabian Alb* was also covered by ice during the Riss, the highest areas even during the maximum stages of the Würm glaciation. The depression zone between the eastern Black Forest and the Alb, the Baar, was filled by motionless ice and the Bära valleys in the southern Alb are to be interpreted as meltwater channels which drained to the Danube.

The *Molasse Upland of the Adelegg* between Isny and Kempten formed another extraalpine area with a local ice cover. On its eastern border the Adelegg ice stood in contact with lateral lobes of the *Iller glacier* entering from the Allgäu Alps.

For the *Swabian-Bavarian Alpine foreland* the synoptic scheme (Fig. 305) shows the main changes of the Quaternary deposits and their climatic causes. In every glacier system, from the Rhine over the Iller, Lech, Ammer, Loisach, Isar, Mangfall and Leitzach to the Inn, the same rhythm for the Würm retreat and advance stages allows a synchronisation with the Swiss Alpine foreland. The Central Alpine pebbles and erratics in the gravel sheets and the moraines give a minimum height for the ice surface of the Inn glacier which passed through the Fern, Seefeld, Achen and Ursprung Passes.

In eastern Switzerland and its boundary area, several ice-spreading centers were developed in the Arlberg, Upper Engadine, Val Müstair Alps and Ortler mountain regions. In the Upper Engadine, the Inn ice reached nearly up to 3000 m during the maximum of the largest glaciations and up to 2800 m even during the maximum stages of Würm, so that

ice flowed over the Maloja Pass, together with the Mera glacier, and over the Bernina Pass to the Valtellina – in the Adda system – and also across the Septimer, Julier and Albula Passes to the Rhine system. But a large mass of ice flowed down the Engadine and the Austrian Upper Inn valley. On the Ofen and Reschen Passes it stood in contact with the Adige glacier. It received ice also from tributary glaciers in the Arlberg and Silvretta, the Pitz- and Oetztaler Alps, but lost it by transfluences into the Bavarian Alpine foreland.
At the Brenner, the Inn glacier stood again in contact with the Adige system. Further downstream, Inn ice contributed by transfluences to the Isar, Mangfall and Leitzach systems. In spite of all these losses, the Inn glacier passed the Alpine door between Kufstein and Rosenheim with a large mass of ice and extended into the Bavarian foreland, as an enormous ice flat, as far as Wasserburg. These ice masses were bordered by several moraine systems with lateral meltwater channels and outwash gravel sheets, underlain by lignites and, in the different tongue basins, covered by till, lacustrine sediments and peat of Late Würmian age. In the protected area of Samerberg, dammed lake sediments contributed, with their nearly complete pollen sequences, to the knowledge of vegetation development in the Alpine equivalents of the Holstein and Eem Interglacials.
The *Adige glacier* began in southeastern Switzerland, in the Müstair valley, the neighboring Reschen Pass and the Ortler mountain region, and received larger tributaries from the Passeier, Talfer, Rienz and Eisack glaciers. Near Trento it divided into 3 branches: The western one, together with the Sarca ice, filled the basin of Lake Garda which is surrounded by moraine systems; the main branch flowed further down the Adige Valley and formed the Rivoli terminal moraines, and the eastern branch entered the Sugana Valley and connected with the western branch of the Piave glacier from the southern Dolomites. The other part of the Sarca ice followed the Judicarian line and joined the Chiese glacier, which had its accumulation area in the southern Adamello massif. During the largest glaciations, drainage into Lake Garda was dammed by ice and end moraines, so that the Chiese River could follow only the outermost moraine, supported by meltwater of the Garda ice.
The glaciers of the Southern Alps flowed into fairly low latitudes and were often exposed to warmer temperatures, because they started in high accumulation areas and became alimented by snowrich southwest winds.
The *South-Alpine gravel* sheets supplied enormeous accumulations in the Po basin which, until the *Early Pleistocene,* formed a gulf of the Adriatic Sea. The oldest gravel sheets, the *Ceppi*, often cemented, are located on the border at the highest positions, but further south they progressively filled the depths of the Lombardian basin. In the *Middle Pleistocene*, red-brown paleosoils, *Ferretti,* formed during long and intensive weathering, can be used as an additional relative-dating possibility for the gravel sheets.
The *Oglio glacier* from the northern and western Adamello massif also received Adda ice by transfluences over the saddles in the Monte Pádrio area and the Aprica Pass and by tributaries from the eastern valleys of the Bergamask Alps. Following fault zones, it excavated the Cámonica Valley and Lake Iseo, but left the Monte Isola as an erosion remnant. From the upper end of Lake Iseo it sent a branch up to the Clusone region where it connected with the Presolana ice, and another branch through the Cavallina Valley to the southwest. An interglacial landslide between the two branches dammed a lake; its laminated sediments contain the rich *flora of Piánico-Séllere*. During the largest glaciations, the Oglio glacier ended at the Mont'Orfano Bresciano. Its Würm moraines surround the Corte Franca and the Sarnico basins.

Cool
climate predominant
– Warm

Miocene Pliocene Pleistocene

– Holocene reboisement: *Pinus, Corylus, Quercetum mixtum, Abies, Fagus, Picea*
Last Late Würmian readvances: end and lateral moraines
– Alleröd reboisement: *Pinus, Betula*
– Bölling reboisement: *Betula*
Retreat of the glaciers back to the Alpine region with many small readvances
– Lake formation in the Alpine foreland
Second Würm maximum: glaciers with moraines and Low Terrace gravels
– small retreat of the foreland ice
First Würm maximum: Glaciers dammed lateral valleys and Low Terrace gravels
Middle Würm advance: Würm aged till overlies former gravel sheets
– bog formation in smooth depression zones with *Corylus, Picea, Pinus, Betula*
Early Würm advance: till reached the Swiss Lowland
– Riss/Würm Interglacial with lacustrine sediments and bogs: *Quercus, Tilia, Corylus, Carpinus, Abies, Picea*
Several Riss retreat-stage gravel sheets
Outermost Riss moraines and gravels of the High Terrace
– remnants of lacustrine sediments in former excavated basins with *Quercus, Corylus, Abies, Picea;* on older gravels with paleosoils
Lower Deckenschotter: cemented gravel sheets on higher valley border terraces and lower plateaus
– Fine-grained sediments beneath the Lower Deckenschotter with *Tsuga, Quercus* and *Pinus*
Upper Deckenschotter: cemented gravel sheets on higher valley border terraces and lower plateaus mountains
– North of the Alps: drainage changes from Basle to the north through the Upper Rhine Plain towards the North Sea
Sundgau gravels with transport of weathering-resistant pebbles, with deeply weathered surface
– North of the Alps: drainage changed again, now to the west through the Burgund Gate towards the Rhône river
Wanderblock-Formation in the Basle area with large boulders of the southern Black Forest in a deeply weathered clay
– North of the Alps: drainage changed to the east to the Danube
Vosges Gravels from the southern Vosges, Tannenberg Gravels from the Fäneren–Vorarlberg Flysch mountains
– Vosges Sands with *Hipparion* in the Ajoie area and in the Delémont basin
– Silty marls with *Liquidambar, Gleditsia, Populus* and *Dinotherium bavaricum* in the Delémont basin

Fig. 307 Synoptic history of the Quaternary of the northern Alpine foreland

The *Serio* and *Brembo glaciers* from the southern Bergamask Alp did not reach the foreland. Gravel sheets were initiated in the lower valleys. At Leffe, in a sinistral tributary of the Serio valley, the sediments were dammed during the different glacier advances. In several horizons of lignites they contain flora and fauna remains, and palynological investigations have shown the vegetation development since the Upper Pliocene.

The *Adda glacier*, with its source area in the Ortler–Cevedale and the Bernina groups, the Uppermost Engadine, the Bergell and the Tambo–Suretta mountains, filled the Valtellina and the Lake Como basin and sent branches into the lateral valleys and over the Grándola Pass into the Lake Lugano basin. Near Lugano this branch came into contact with the Ticino glacier which transflued the Monte Ceneri Pass and flowed down the Vedeggio valley to Ponte Tresa. There it was pushed towards the Lake Major by the transflued

Adda ice. The other Adda ice branches filled the Porto Ceresio and Capolago basins and advanced into the Varese area where they pushed against a large Ticino ice tongue, and an additional branch receiving Adda ice from the Lake Como advanced between the Molasse remnants of the Monte Prato and M. Olimpino, and filled the Faloppia basin.

The two main branches of the Adda glacier flowed through the Lake Como as far as Cantù and through the Lake Lecco. This branch sent tongues into the Lambro Valley and the Brianza where the 3 Lakes of Alserio, Puziano and Annone were separated by advance and retreat stages. In the maximum stages of the largest glaciations, the Lecco branch ended in the Adda gorge near Paderno, where Early Pleistocene cemented gravels, Ceppi, form the walls and where the Adda river flows in the valley bottom on Upper Pliocene sediments.

The Ticino glacier, with its source areas in the uppermost Valais, the Gotthard, Lukmanier and Greina areas, received also a tributary from the Hinter Rhine glacier, which transflued the S. Bernardino Pass. In the Locarno region, the Ticino glacier was supported by ice from the Ticino Alps, the Verzasca and the Maggia glaciers. Through the Centovalli and the Vigezzo valley it connected with the Toce glacier which collected the ice between the Ticino and Valais Alps. The Ticino glacier filled the Lake Major basin, which reached as far as Biasca in the Late Würmian.

At the Borromean islands in the Lake Major the Toce and the Ticino glaciers reunited and ended south of the lake. From Gravedona a lateral branch of the Toce glacier entered the Strona valley and filled the Lake Orta basin, which had been excavated before.

The *Sesia glacier* did not reach the Alpine border, although its accumulation area began on the eastern Monte Rosa, since the lower regions of this long and tortuous glacier did not receive enough tributary ice.

The *Dora Baltea glacier,* located between the highest mountain chains of the Alps: Mont Blanc, Valais Alps, Gran Paradiso and Mont Emilius, must have been a most impressive ice stream with superposed lateral moraines up to 300 m high and tongue basins into the Ivrea foreland of 25 km in length. It received remarkable tributaries almost down to its terminus (Fig. 306).

A climate reconstruction, with values of paleotemperatures and precipitations since the Pliocene, is attempted (p. 584 to 596).

In the last few years, the old problem of the causes and mechanisms of the Ice Age has made some progress. Beside the changed paleogeographic situation with the drift of the Antarctic Continent, the isolated conditions in the North Atlantic Ocean and in the Polar Sea, the glaciation of Greenland and the Canadian Islands and perhaps even the Pleistocene uplift of the Tibet plateau, the changes of the Earth's orbit, especially its eccentricity, together with the growth of the Antarctic ice cap during the interglacials, were responsible for the alternating mechanisms of glacial and interglacial periods.

Nachträge und Berichtigungen

zu Band 1

S. 20: Die Deutung MALZAHNS *Tillite* im Devon NE-Brasiliens ist nach G. LUDWIG und H. MÜLLER (schr. Mitt.) *nicht haltbar.*

S. 25: Zur immer wieder diskutierten Frage einer Klima-Schwankung zwischen der Saale-Eiszeit und dem Eem-Interglazial halten S. JELGERSMA & J. B. BREEUWER (in W. H. ZAGWIJN & C. J. VAN STAALDUINEN, ed., 1975) fest, daß in Holland keine solche gefunden worden ist.

S. 26f.: ALLEN, P. (1975): Ordovician glacials of the central Sahara – In: WRIGHT, A. E., & MOSELEY, F.: Ice ages: ancient and modern – G J., Spec. Iss. – Liverpool.

RAPP, A. (1975): Some views on the Ordovician palaeoglaciation in Sahara, Africa – G För. Förh., 97/2 – Stockholm.

SCHWARZBACH, M. (1976): Temperatur-Änderungen in der Erdgeschichte – GR, *65*/3.

YOUNG, G. M., & LONG, D. G. F. (1976): Ice-wedge casts from the Huronian Ramsay Lake Formation near Espanola, Ontario, Canada – PPP, *19*/3.

S. 29, Z. 42; S. 149: ZAGWIJN schiebt zwischen Menap- und Cromer-Komplex *zwei Warmzeiten* ein, die reichlich *Tsuga* führen. Dabei soll die ältere, das Bavel-Interglazial im magnetisch normalen Jaramillo-Event liegen.

S. 31: Über Stratigraphie und Vegetationsgeschichte des Känozäns wurde jüngst vorab am Niederrhein (W. BOENIGK, 1978; K. BRUNNACKER, 1978; B. URBAN, 1978 a, b, 1982), am Vogelsberg (BOENIGK et al., 1977), in Schleswig-Holstein (Oldenswort, B. MENKE, unveröff.) und in Niedersachsen (H. MÜLLER, unveröff.) gearbeitet. URBAN (1978b) korreliert:

Niederlande		Niederrhein	Schleswig-Holstein
Tiglian C 5–6	Ton D	Frechen-Interglazial-Z. III	Ellerhoop-Warmzeit 5–6
Tiglian C 4c	Schotter d	Frechen-Kaltzeit III	Ellerhoop-Warmzeit 4
Tiglian C 1–3	Ton C	Frechen-Interglazial-Z. II	Ellerhoop-Warmzeit 1–3
Tiglian B	Schotter c	Frechen-Kaltzeit II	Krückau-Kaltzeit
Tiglian A	Ton B2	Frechen-Interglazial-Z. I	Nordende-Warmzeit
	Schotter b2	Frechen-Kaltzeit Ib	Ekholt-Kaltzeit
Prätiglian	Ton B1	Fortuna-Oszillation	Meinweg-Warmzeit
	Schotter b1	Frechen-Kaltzeit Ia	Prätegelen-K.
Reuverian C	Ton A2	Reuverian C	Reuver-Stufe

Da die Schotterkörper am Niederrhein palynologisch nicht auswertbar sind, ergeben sich Folgerungen über das kaltzeitliche Klima nur aus den Sedimenten. Die Warmzeiten liegen nur als Fragmente vor; vollständige Zyklen sind von Lieth (W-Holstein) bekannt. Wie in der Nordende-Warmzeit von Lieth (MENKE, 1975) tritt im Frechen-Interglazial I *Symplocos* auf. Mit dem Vorkommen von *Fagus* erhärtet sie die Korrelierung: Nordende-Warmzeit–Frechen-Interglazial I–Tiglian A. Das Frechen-Interglazial III (= Van Eick-IG) zeichnet sich durch *Pterocarya* und *Eucommia* aus, die vorwiegend aus der Auenvegetation stammen. Eine Einstufung des gesamten Profils von Lieth (MENKE, 1975) ins Tiglian (W. KRUTZSCH in KAHLKE, 1977) würde voraussetzen, daß dieses komplexer wäre.
Gegenüber ZAGWIJN (1974, 1975; Bd. 1 S. 31) fügen ZAGWIJN & DOPPERT (1978) zwischen Menapian und Cromerian I *zwei weitere Interglaziale* mit känozäner Flora ein, wie dies MENKE (1975) für Lieth gefordert hat.

Sodann erweitern ZAGWIJN & DOPPERT (1978) den «Cromer Komplex» um eine Warmzeit, deren Existenz schon aus BRUNNACKER et al. (1976) hervorgeht. Danach wird folgende Korrelierung im jüngeren Känozän vorgeschlagen:

Schleswig-Holstein	Niederlande
Pinneberg-Warmzeit	Leerdam-Interglazial
Elmshorn-Kaltzeit	
Uetersen-Warmzeit	Bavel-Interglazial
Pinnau-Kaltzeit	Menapian («Menapian» I)

Dabei zeigt das Pinneberg- wie Leerdam-Interglazial nur noch wenige Tertiär-Relikte. Zwischen Pinneberg- und Holstein-Warmzeit klafft noch eine Kenntnislücke. Nach den Terrassen am Niederrhein und den Paläoböden (BRUNNACKER, 1975, et al., 1976) sind mehr Kalt- und Warmzeiten zu erwarten als bisher angenommen wurde, wobei Zuordnungen teils noch offenstehen.

Kalt- bzw. Warmzeit	Kärlich	Niederrhein
Weichsel-Eiszeit	Löß	Niederterrasse
Eem-Interglazial	Parabraunerde	
Saale-Eiszeit II	Löß	Mittelterrasse IV
Kärlicher «Interglazial»	Paläoboden	
Saale-Eiszeit I	Löß	Mittelterrasse III b
Holstein-Interglazial	Parabraunerde	
Elster-Eiszeit	Löß	Mittelterrasse II b (+III a)
Interglazial	indirekt belegt	Frimmersdorf-Interglazial
Kaltzeit	Löß	Mittelterrasse I (+II a)
Interglazial	Parabraunerde	
Kaltzeit	Löß	Hauptterrasse 4
Cromerian III?	Parabraunerde	Ville-
	Naßboden	
Kaltzeit (Glazial B)	Löß	
	Naßboden	Interglazial-
	Hochflutlehm	
Cromerian II	Auenboden	
Glazial A–M/B-Grenze	Mosel-Schotter	
Cromerian I	Auenboden	Komplex
	Mischschotter*	Hauptterrasse 3
	Hochflutlehm (vergleyt)	Hochflutlehm (vergleyt)
	Rheinschotter	Hauptterrasse 2
		Hauptterrasse 1
Tiglian C 5–6 (nach URBAN)	Pseudogley-Auenboden	Tonhorizont D
	Rheinschotter	Schotter d

* mit ältestem Eiskeil-Horizont, M/B-Grenze = Matuyama/Brunhes-Grenze (vgl. S. 33).

Die Möglichkeiten der paläozoologischen Gliederung des jüngsten Tertiärs und des Quartärs stehen – vorab wegen geringer Funddichte, langsameren Veränderungen und der Schwierigkeit exakter stratigraphischer Einstufung – auf dem Festland weit hinter der paläobotanischen (H. D. KAHLKE, 1977; BRUNNACKER et al., 1977). Die Basis des Villafranchian fällt nach Großsäugern ins tiefere Reuverian, die Villafranchian/Biharian-Grenze ins obere Känozän. Andere Zonierungen ergeben sich mit Mollusken und Kleinsäugern.

S. 31 u. 141ff.: Im *Pliozän* zeichnen sich zwischen *Schleswig-Holstein* und den *Niederlanden* Widersprüche in der Korrelierung ab. In Oldenswort gliedert B. MENKE wie folgt:

(100– 140 m)	Ältestes Quartär (Känozän)	Die Basis des Susterian (palynostratigraphisch definiert) liegt also 400 m über der marinen Serie, die nach W. HINSCH (in MENKE, 1975) im Gramian bis Syltian endet.
– 250 m	Reuverian	
– 410 m	*Sequoia*-Zone = Brunssumian	
– 600 m	Susterian	
– 790 m	Gardingian	
–1000 m	Bredstedtian	
–1100 m	Gramian bis Syltian	marin
–1340 m	Langenfeldian	

In den *Niederlanden* lehnen sich C. J. VAN STAALDUINEN et al. (1979) eng an W. H. ZAGWIJN & J. W. CHR. DOPPERT (1978) an und korrelieren mit den

Mollusken-Zonen	C–E:	Da die Mollusken-Zone D Kattendijkian, Syltian und Gramian umfaßt (HINSCH, schr. Mitt.), müßte schon die Basis des Brunssumian der Basis des Gramian entsprechen, was den Befunden in Schleswig-Holstein widerspricht.
Reuverian	C, D1	
Brunssumian	D2	
Susterian	E	
Fischbachian	«Gram»	
	«Langenfeld»	

In Schleswig-Holstein haben HINSCH und MENKE die Grenze Fischbachian/Bredstedtian zwischen Langenfeldian und Gramian gezogen; ZAGWIJN & DOPPERT legen die Fischbachian/Susterian-Grenze oberhalb des Gramian.

S. 32: Die *$^{230}Th/^{234}U$-Datierung* wird vorab bei Strandterrassen und Höhlensintern angewendet. Auch Travertine bringen Zeitverstellungen und klimatische Hinweise, da nur unter bestimmten Bedingungen ein Kalkumsatz erfolgt. Für Sinter-Bildung ist eine größere Zeitspanne nötig als für Travertine. In wärmeren Klimaten tritt, im Gegensatz zu Periglazial-Räumen, innerhalb des Würm ein weiterer Travertin auf, wobei sich eine Korrelation mit Tiefsee-Ergebnissen zeigt (R. GRÜN, K. BRUNNACKER & G. J. HENNIG, 1982a, b).

S. 32ff.: Unter Verwendung von Teilchenbeschleunigern wurde eine Massenspektrometrie-Methode entwickelt, mit welcher der Gehalt an ^{14}C direkt gemessen werden kann (W. WÖLFLI, 1982). Die Methode ist so empfindlich, daß, unabhängig vom Alter der Probe, meist Mengen von wenigen Milligramm für eine Datierung von organischem Material ausreichen. Das Alter wird durch direkte Messung des Isotopen-Verhältnisses $^{14}C/^{12}C$ bestimmt. Die Meßdauer beträgt je nach Proben-Alter nur Minuten bis wenige Stunden. Die Isotopen-Verhältnisse können zurzeit mit einer Genauigkeit von ±1% bestimmt werden, was einer Unsicherheit von ± 80 Jahren entspricht. Die Altersgrenze liegt etwa bei 65000 Jahren. Mit dieser Methode können nicht nur ^{14}C-Radioisotope, sondern auch ^{36}Cl ($t_{1/2} = 3{,}1.10^5$a), ^{26}Al ($t_{1/2} = 7{,}3.10^5$a) und ^{10}Be ($t_{1/2} = 1{,}6.10^6$a) mit ähnlicher Empfindlichkeit nachgewiesen werden.

S. 36, Z. 41: Der von J. MARTINI & J. J. DURET (1965) um Genf in borealen Ablagerungen nachgewiesene *Tuff* der *Chaîne des Puys,* wurde von J. MERKT (in M. A. GEYH et al., 1971) auch in den Seen N von Lindau i. B. – Schleinsee, Degersee und Mittelsee – im Anstieg des mittleren der drei borealen und frühatlantischen Hasel-Gipfel festgestellt. Nach Limnoresten fiel er im Spätherbst.

S. 39, 4. Z.: Im Profil *Kärlich* konnte B. URBAN (1983) dank *Azolla filiculoides, Pterocarya, Celtis* und einer Säugerfauna bestätigen, daß diese Ablagerung in einer Mittelpleistozän-Warmzeit, wohl in einer Inter-Saale-Phase, erfolgt ist.

S. 39ff.: Boenigk, W. (1978): Die Gliederung der altquartären Ablagerungen in der linksrheinischen Niederrheinischen Bucht – Fortschr. G Rheinl. Westf., *28* – Krefeld.
– , Brelie, G. v. d., Brunnacker, K., Kempf, K. E., Kŏcí, A., Schirmer, W., Stadler, G., Streit, R., & Tobien, H. (1977): Jungtertiär und Quartär im Horloff-Graben/Vogelsberg – G Abh. Hessen, *75.*
– , Kŏcí, A., & Brunnacker, K. (1979): Magnetostratigraphie im Pliozän der Niederrheinischen Bucht – N. Jb. G P, Mh.
Brunnacker, K. (1978): Neuere Ergebnisse über das Quartär am Mittel- und Niederrhein – Fortschr. G Rheinl. Westf., *28.*
– ,Tobien, H., & Brelie, G. v. d. (1977): Pliozän und Ältestpleistozän in der Bundesrepublik Deutschland – Ein Beitrag zur Neogen/Quartär-Grenze – G. G, *41* – Bologna.
Burga, C. A., & Furrer, G. (1982): Zur Erforschung des Quartärs in der Schweiz – GH, *37/2.*
Geyh, M. A., Merkt, J., & Müller, H. (1971): Sediment-, Pollen- und Isotopenanalysen an jahreszeitlich geschichteten Ablagerungen im zentralen Teil des Schleinsees – Arch. Hydrobiol., *69/3.*
Grün, R., Brunnacker, K., & Hennig, G. J. (1982a): $^{230}Th/^{234}U$-Daten mittel- und jungpleistozäner Travertine im Raum Stuttgart – Jber. Mitt. oberrhein. g Ver., NF, *64.*
– (1982b): Th-230/U-234-Altersdaten aus dem jüngeren Pleistozän – In: Suter, J., ed.: Kurzfassungen der Vorträge der DEUQUA – Phys. Ggr. U. Zürich, *5.*
Kahlke, H. D. (1977): The N/Q-Boundary. Territories: Federal Republic of Germany, German Democratic Republic, People's Republic of Poland (terrestrial sequences) – G. G, *41.*
Staalduinen, C. J. v., et al. (1979): The geology of the Netherlands – Meded. Rijks G Dienst, *31.*
Urban, B. (1978a): The Interglacial of Frechen I/Rheinland – A section of the Tiglian A type – G en Mjinb., *57* – 'sGravenhage.
– (1978b): Vegetationsgeschichtliche Untersuchungen zur Gliederung des Altquartärs der Niederrheinischen Bucht – Sonderveröff. G I. U. Köln, *34.*
– (1982): Quaternary paleobotany of the Lower Rhine Basin – Z. Geomorph., NF, Suppl., *42.*
– (1983): Biostratigraphic correlation of the Kärlich-Interglacial, Northwestern Germany – Boreas, *12.*
Willkomm, H. (1976): Altersbestimmungen im Quartär – München.
Wölfli, W. (1982): Massenspektrometrie mit Beschleunigern: Eine neue Datierungsmethode – In: Suter, J., ed.: Kurzfassungen der Vorträge – Hauptvers. DEUQUA, Zürich – Phys. Ggr. U. Zürich, *5.*
Zagwijn, W. H., & Doppert, J. W. Chr. (1978): Upper Cenozoic of the southern North Sea Basin: Paleoclimatic and paleogeographic evolution – G en Mjinb., *57.*

S. 47, Fig. 10, 6. Z.: In durch Klüfte und Brüche bedingten Spalten sammelten sich die Schmelzwässer, verschwanden in Kreuzungspunkten in Karrenschloten und flossen durch ein ebenfalls von Brüchen vorgezeichnetes Höhlensystem ab.

Die Gletscherfläche und Eis-Volumen der Schweiz (1973, aus F. Müller et al., 1976; K. Scherler, 1983).

Kanton	Anzahl Gletscher	Fläche in km²	Fläche in %	Vergletscherung in %	Volumen Mio m³
Appenzell IR	2	0,06	0,0	0,03	0,30
Bern	181	231,72	17,3	3,36	12 227,22
Glarus	38	23,31	1,7	3,40	609,76
Graubünden	634	201,02	15,0	2,83	5 226,54
Nidwalden	2	0,71	0,1	0,26	8,60
Obwalden	9	6,03	0,4	1,23	123,59
St. Gallen	8	2,31	0,2	0,11	23,57
Schwyz	3	0,68	0,1	0,07	3,40
Tessin	91	15,48	1,2	0,55	185,53
Uri	169	89,98	6,7	8,36	2 501,03
Waadt	15	4,16	0,3	0,13	48,14
Wallis	676	766,69	57,1	14,67	46 465,37
Ganze Schweiz	1828	1342,15	100,1	3,25	67 423,05

In der Tabelle kommt das Trockengebiet des Wallis, jenes des Engadins, des Münstertales und Mittelbündens zu wenig zum Ausdruck, doch stehen diese den feuchten Gebieten am Alpen-N-Rand – Waadtländer-, Berner-, Urner-, Glarner Alpen und Rätikon – klar gegenüber.

S. 51: Die größten und längsten Gletscher der Schweizer Alpen, ihre Zungenhöhen (aus F. Müller et al., 1976; K. Scherler, 1983, korrigiert von M. Aellen, schr. Mitt.) und ihre seit 1973 erfolgten Veränderungen (P. Kasser & M. Aellen, 1983b):

		Fläche km²	Länge km	Zunge m ü. M.	△ Länge 1973–82 in m	Zungenhöhe 1982 in m ü. M.	
Aletschgletscher	VS	86,76	24,7	1506	−177	1511	▷Größter Alpen-Gletscher
Gornergletscher	VS	68,86	14,1	2060	~−190	~2080	
Fieschergletscher	VS	33,06	16,0	1654	−135	1662	
Unteraargletscher	BE	28,41	13,5	1909	−148	1909	
Oberaletschgletscher	VS	21,71	9,1	2134	− 28	2140	
Unt. Grindelwaldgletscher	BE	21,71	9,0	~1235	~+120	~1080	▷am weitesten herabreichender Gletscher
Findelengletscher	VS	19,09	9,3	2485	+120	2484	
Glacier de Corbassière	VS	17,44	9,8	2190	+ 31	2181	
Rhonegletscher	VS	17,38	10,2	2125	+ 32	2124	
Morteratschgletscher	GR	17,15	7,5	~2010	−148	~2020	
Triftgletscher	BE	17,07	7,1	~1670	+ 20	1660	
Zmuttgletscher	VS	16,98	8,0	2232	−221	2241	
Feegletscher	VS	16,66	5,1	2023	+213	1948	▷von 1973–82 am raschesten vorgestoßener Gletscher
Glacier d'Otemma	VS	16,55	8,5	2420	−227	~2430	
Glacier de Zinal	VS	16,24	8,0	2000	−122	~2020	
Kanderfirn	BE	14,02	6,8	2270	+ 23	~2250	
Hüfifirn	UR	13,73	7,0	1640	+ 36	1640	
Gauligletscher	BE	13,70	6,8	~2135	− 56	~2150	
Turtmanngletscher West	VS	13,10	5,8	2265	+ 36	2264	
Glacier du Mont Miné	VS	10,89	8,1	1970	+ 50	~1965	
Ob. Grindelwaldgletscher	BE	10,07	5,5	~1240	+171	1225	
Langgletscher	VS	10,03	7,7	2015	−200	~2030	
Glacier de Trient	VS	6,58	5,0	1764	+ 88	1759	
Rosenlauigletscher	BE	6,20	5,2	~1875	~+ 50	~1860	
Glacier de Saleina	VS	5,03	6,4	1713	+100	1702	
Bifertenfirn	GL	2,86	4,2	1917	+ 39	1904	

S. 53ff.: Bei 63 spätglazialen Gletschern Mittelbündens führen M. Maisch & W. Häberli (1982) eine schwache Tendenz zu Volumen- bzw. Massengleichgewichten ober- bzw. unterhalb der Gleichgewichtslage auf orographische Gegebenheiten zurück. Die aus geometrischen Parametern sich ergebende mittlere Schubspannung am Gletscherbett erweist sich als Maß für die Kontinentalität des gletschernahen Klimas. Im Laufe des Spätglazials sind diese Gletscher aktiver geworden, da die Erwärmung von einer Steigerung der Niederschläge mit wachsendem Massenumsatz der Gletscher begleitet war.

S. 78, 4. Z.: L. Mazurczak (1984) untersuchte inzwischen die Beziehungen zwischen Wassergehalt, Lagerungsdichte und Probentiefe von Diamiktmoränen weiter.

S. 81, Fig. 30, 3. Z.: dazwischen das *Rotzloch*, eine ausgeräumte Bruchzone, durch *das die* Schmelzwässer des Drachenrieder Stirnlappens ins Becken des Alpnacher Sees abflossen. Dieses war damals ebenfalls von einem Stirnlappen von über *den* Brünig übergeflossenem Aare-Eis erfüllt.

S. 101: Für die Rekonstruktion eiszeitlicher Vorland- und Talgletscher haben O. Keller & E. Krayss (1982) – ausgehend vom Bodensee-Rhein-Gletscher (Keller & Krayss, 1980) – auf die Bedeutung von *Isohypsen-Darstellungen* hingewiesen, die sich aufgrund glaziärer Relikte – Moränenwälle, Talverbauungen, Abflußniveaus, Schotterstränge, Rundhöcker-

zeilen als Marken fließender Gletscherströme ergeben. In der Fließrichtung ist dabei auf ausgeglichenes Gefälle und auf die konvexe Krümmung der Eisoberfläche, quer dazu auf entsprechende Zeugen in gleicher Höhenlage zu achten.

S. 105, letzte Z.: Nach W. Haeberli (schr. Mitt.) deuten Stauchmoränen auf kontinuierlichen Permafrost mit Lufttemperatur-Jahresmitteln von –6 bis –8°C.

S. 107f.: Fließgeschwindigkeiten von Mittelland-Gletschern betrugen nach W. Haeberli & W. Rellstab (1982) im Hochwürm bei niedrigsten Schubspannungswerten am Gletscherbett nur wenige m/Jahr; daraus abzuschätzende Akkumulations- und Ablationsbeträge von dm/Jahr und teils inverse Massenbilanz-Gradienten deuten auf kalt-arides Klima mit *Temperatur-Inversionen* und *Gletscherwind-Effekten*. Trotz negativer Eistemperaturen an den Oberflächen waren die Zungen nur randlich am Grund angefroren. Der periglaziale Permafrost erreichte bei Temperaturen um –3°C und kälter Mächtigkeiten von 100 m und mehr. Da die Bildung von eisreichem Permafrost viel Zeit erfordert, konnten Auf- und Abbau von Grundeisvorkommen in Lockergesteinen mit den raschen Temperaturänderungen der letzten 30000 Jahre nicht Schritt halten; letzte Periglazialsedimente des Hochwürm-Permafrosts sind erst im Holozän ganz aufgetaut.
Der Effekt der Klima- und Gletscherschwankungen der letzten 10^5–10^6 Jahre auf die Untergrundtemperaturen des Schweizer Mittellandes ist nach Modellrechnungen um 1000 m Tiefe am größten. Dort senkt der vorab auf die Würm-Eiszeit zurückzuführende geothermische Paläoklima-Effekt die Temperaturen um 4–5°, wenn Grundwasserzirkulationen und andere ausgleichende Effekte außer acht gelassen werden. Bis in 1000 m ist der geothermische Gradient um 4–5°C/km reduziert, darunter nimmt er ab und beträgt in 3000 m Tiefe weniger als 1°C/km. In Periglazial-Gebieten der Eiszeit ist der geothermische Paläoklima-Effekt wenig größer als im zentralen Zungenbereich, wo eine Gletscherbett-Temperatur von –1°C (Phasengleichgewicht) angenommen werden kann. Schärfere Temperatur-Anomalien und pleistozäne Permafrost-Vorkommen infolge Abschmelzens mächtigen Permafrosts sind im Mittelland kaum wahrscheinlich, treten aber in kälteren Regionen auf; sie eignen sich für Rekonstruktionen von Paläotemperaturen (Haeberli, 1982).

S. 107/08: In den Alpen liegt das Dauerfrost-Gebiet oberhalb der Waldgrenze. Die Untergrenze des diskontinuierlichen Permafrostes folgt etwa der –1 bis –2° Jahresisotherme. Die Höhendifferenz zwischen ihr und der Schneegrenze wächst mit abnehmendem Niederschlag, im trockenen Wallis bis 1000 m; am Alpenrand fallen beide fast zusammen (Haeberli, 1982, 1983).

S. 108, Z. 19: Einzelne Vorkommen von Frostböden treten schon über der –1°-Jahresisotherme auf; über –6 – –8° ist kontinuierlicher Permafrost zu erwarten (Haeberli, 1978).

S. 121, Titel: *Blockströme, Gesteinsgletscher* ist durch *Blockgletscher* zu ersetzen. Diese sind *nicht* Zeichen beginnender Erwärmung, sondern alpine *Permafrost-Erscheinungen*.

S. 121ff.: Das im Sommer am Fuß der Steilfront austretende kalte Quellwasser (0–2°C) deutet darauf hin, daß im Blockgletscher Eis vorhanden ist, dieser somit aus zusammengefrorenem Schutt besteht. Er enthält soviel Eis, daß die innere Reibung stark reduziert wird und der bis 100 m mächtige Schutt um 10–100 cm/Jahr talwärts kriecht. Wird die Innen-Temperatur zu hoch, schmilzt das Eis ab: der Blockstrom wird inaktiv; seine Steilränder bewachsen sich. Neben den Blockströmen am Flüelapaß weist W. Haeberli (1975, 1983) auch auf jene auf dem Julier hin.

S. 123: Fig. 69 Der von *Fließstrukturen*, nicht Seitenmoränen begrenzte Blockstrom in der Val Sassa (Schweiz. Nationalpark). Er fließt aus gefrorener Schutthalde talwärts, was die Luftaufnahme des Bundesamtes für Landestopographie vom 13. 10. 1951 deutlich zeigt.

S. 125: ^{14}C-Alter fossiler Böden aus Seitenmoränen und Solifluktionsdecken können als Zeitmarken für Klima-Rekonstruktionen verwendet werden. Das Alter des Paläobodens liegt nahe dem Zeitpunkt der Überschüttung, wenn durch eine getrennte Datierung von Huminsäuren und organischem Rest (Holz) nachgewiesen werden kann, daß die Bodenbildungsphase kurz war und keine Verunreinigung durch systemfremdes C erfolgte. $\delta^{13}C$-Untersuchungen erlauben eine Absicherung der Daten (M. GAMPER & H. OBERHÄNSLI, 1982).

S. 127: In Seen des nördlichen Alpen-Vorlandes gibt es nach H. MÜLLER (schr. Mitt.) mindestens zwei *Kalkmudde-Typen* mit zeitlich verschiedenem Bildungsmaximum: einen im tieferen Seebereich aus kleinen, meist um 60 μ großen, im Epilimnion aus Calcit-Kriställchen bestehenden Typ, der die hellen Lagen der Kalkmudde-Jahresschichten bildet, und einen vorab aus Kalkausfällungen an Unterwasserpflanzen und epiphytischen Algen gebildeten autochthonen Kalk mit organischen Resten, der aus flachen, sauerstoffreichen Bereichen stammt. Werden nur bestimmte Bereiche betrachtet, so ergeben sich verschiedene Zeiten maximaler Seekreide-Bildung, da diese noch von weiteren Faktoren abhängt: von der Anlieferung klastischen Materials, also von Vegetationsdecke, Wurzelatmung und von der Zersetzung der Laubstreu, also der CO_2-Anlieferung, der Kalklösung und der Bodenauslaugung usw. Im Schleinsee scheint nach MÜLLER der Kalkgehalt der Sedimente im frühen Boreal bis mittleren Atlantikum am höchsten gewesen zu sein, in den kalkarmen Altmoränen-Gebieten NW-Deutschlands dagegen schon im Alleröd oder im Präboreal.

S. 129: Nach den Daten vom Schleinsee-Randprofil scheint es H. MÜLLER, daß der in der *Schweiz* und *am Schleinsee* als Bölling-Interstadial bezeichnete Abschnitt dem *Meiendorf-Interstadial* (sensu B. MENKE), also 13500/13000–12600 Jahre v. h. und nicht den bisherigen Daten des Bölling (12500–12?00) entspricht; doch hängt dies an der genauen Datierung des Bölling-Typusprofils ohne Bikarbonat-beeinflußte algenreiche Feindetritus-Mudde.

An spät- und frühpostglazialen *Seekreide-Profilen* W-Europas zeichnet sich ein zusammenhängendes, rund 2000 Jahre andauerndes Spätglazial-Intervall mit relativ hohen ^{18}O-Konzentrationen und entsprechenden Temperaturen ab, das vom Postglazial durch eine knapp 1000 Jahre währende Phase mit niedrigeren ^{18}O-Konzentrationen getrennt ist. Zwischen Temperatur-Verlauf und Richtung des Golfstromes scheint eine Beziehung zu bestehen, da die Temperatur in N-Amerika etwas anders verlaufen ist (U. EICHER, 1982).

S. 131, 9.letzte Z.: Travertine.

S. 135ff.: EICHER, U. (1982): Sauerstoffisotopenverhältnisse in Süßwasserkarbonaten als Temperaturindikatoren – In: SUTER, J., ed.: Kurzfassungen der Vorträge – Hauptvers. DEUQUA, Zürich – Phys. Ggr. U. Zürich, *5*.

GAMPER, M. & OBERHÄNSLI, H. (1982): Intepretation von Radiokarbondaten fossiler Böden – In: GAMPER, ed.: Beiträge zur Quartärforschung in der Schweiz – Phys. Ggr. U. Zürich, *1*.

HAEBERLI, W. (1975): Untersuchungen zur Verbreitung von Permafrost zwischen Flüelapaß und Grialetsch (Graubünden) – Mitt. VAW ETH, *17*.

– (1982): Klimarekonstruktionen mit Gletscher-Permafrostbeziehungen – Mat. Physioggr. U. Basel, *4*.

– (1983): Blockgletscher und Permafrost – Schweiz grün – Gletscher – Gelbe H. – Zürich.

– & RELLSTAB, W. (1982): Eiszeitgletscher, Eiszeitpermafrost und geothermische Paläoklimaeffekte in Tiefbohrungen des Schweizer Mittellandes – In: SUTER, J., ed.: Kurzfassungen der Vorträge der DEUQUA – Phys. Ggr. U. Zürich, *5*.

Kasser, P. & Aellen, M. (1983): Die Gletscher der Schweizer Alpen im Jahr 1981/82 – Auszüge aus dem 103. Bericht an die GK/SNG – Alpen *59*/4.

Kasser, P., Aellen P. & Siegenthaler, H. (1983): Die Gletscher der Schweizer Alpen 1975/76 u. 1976/77 – 97. u. 98. Ber. Glazial. Jb., Gletscherkomm. SNG – VAW, ETH, Zürich.

Keller, O. & Krayss, E. (1982): Methoden zur Rekonstruktion eiszeitlicher Vorland- und Talgletscher – In: Gamper, M., ed.: Beiträge zur Quartärforschung in der Schweiz – Phys. Ggr. U. Zürich, *1*.

Maisch, M., & Haeberli, W. (1982): Interpretation geometrischer Parameter von Spätglazialgletschern im Gebiet Mittelbünden, Schweizer Alpen – In Gamper, M., ed.: Beiträge zur Quartärforschung in der Schweiz – Phys. Ggr. U. Zürich, *1*.

Mazurczak, I. (1984): Bezeichnungen zwischen Wassergehalt, Lagerungsdichte und Probentiefe in Diamiktmoränen im Raume Zürich – In Vorber.

Müller, F., Caflisch, T., & Müller, G. (1976): Firn und Eis der Schweizer Alpen – Gletscherinventar – Ggr. I. ETH, Publ. *57*.

Scherler, K. (1983): Das Schweizerische Gletscherinventar – Schweiz grün – Gletscher – Gelbe H., Zürich.

S. 148: Leider steht noch nicht fest (H. Müller, schr. Mitt.), wo die Grenze Känozän/Pleistozän (sensu Menke) zu setzen ist: Basis Menap? Basis Elster (= Dach Voigtstedt- = Dach Bilshausen-Kohleton-Interglazial)? Basis Günz? Auch W. H. Zagwijn (mdl. Mitt.) möchte die Menap- keineswegs der Günz-Kaltzeit gleichstellen, sondern vor dem Jaramillo-Event einstufen. Auch sind die beiden Interglaziale mit *Tsuga,* Bavel und Leerdom, wohl noch prägünzzeitlich, so daß Günz entweder zwischen Leerdom und Cromer-Komplex-Interstadial 1 oder zwischen Cromer-Komplex-Interstadial 2 und 3 bzw. 4 zu liegen käme; hier könnte die Paläomagnetik weiterhelfen.

S. 150, 4.letzte Z.: In N-Deutschland ist das *Interglazial* von *Bilshausen* (H. Müller, 1965; schr. Mitt.) eines des *«Cromer-Komplexes»* (S. 150). Es entspricht vielleicht gar dem Original-Cromer der Typ-Lokalität und mit hoher Wahrscheinlichkeit dem *Voigtstedt-Interglazial* K. Erds, dessen Dach der Basis der Elster-Kaltzeit an der Typlokalität gesetzt wurde. In Bilshausen liegen darüber, im Gelkenbach-Ton G. Lüttigs, mindestens zwei relativ warme Interstadiale, darunter mindestens deren 3, in sich noch unterteilbare, die nach Jahresschichten-Zählungen einmal 2400 und zweimal 3000 Jahre umfassen dürften. *Pterocarya* fehlt sowohl in Bilshausen wie in Voigtstedt und Cromer.
Die Kieselgur von Munster-Breloh (Müller, 1974) stammt aus der Holstein-Warmzeit. Am Ende treten *Pterocarya* in mehreren %, in geringen Mengen *Celtis* und *Fagus* auf.

S. 151: Tsuga kommt in N-Deutschland und in Holland noch im *Bavel-* und *Leerdom-Interglazial,* also im Post-Menap- und Prä-Cromer-Komplex, vor.

S. 152, Z. 1: nach K. Göttlich & J. Werner (1967, 1968) ist H. Müller (1974) nachzutragen. Sodann ist *Pterocarya* auch aus Schleswig-Holstein belegt (B. Menke, schr. Mitt.).

S. 152, 6.letzte Z.: Für die *Vegetationsentwicklung mittel- und jungpleistozäner Interglaziale* im Schweizer Mittelland sind vorab die Bohrprofile von *Meikirch NW von Bern* und vom Rand der Linthebene von Bedeutung (M. Welten in B. Frenzel, 1976, 1978; 1981a, b, 1982). Aufgrund palynologischer Ergebnisse reichen beide bis in die Mindel-Eiszeit zurück.
In *Meikirch* ist von 112–66 m Tiefe eine moränenfreie, wohl spätmindelzeitliche Rinnenfüllung mit hohen *Pinus*-Werten, *Betula* und *Artemisia* durchfahren worden. Dann folgt eine Warmzeit, *Holstein I,* zunächst mit hohen Anteilen an *Pinus, Picea,* etwas *Betula* und Eichenmischwald-Elementen. Bei 63,8 m steigen diese – zusammen mit *Corylus* – rasch an. Darnach erreicht *Picea* einen schmalen Gipfel mit 55%, während *Pinus* steil abfällt. Dann steigt *Abies* auf 35, später auf 40 % an. Eichenmischwald und *Corylus* treten zurück; *Picea*, später auch *Alnus* nehmen wieder zu; zugleich erscheint *Buxus*. In 60 m wird *Abies*

von *Picea* mit 48% übertroffen; erstmals tritt *Fagus* auf. Während *Picea bis 56% ansteigt,* erholt sich *Abies* nochmals; dann fallen beide kurzfristig ab. Dafür gipfeln *Pinus* mit 56, *Betula* mit 10 und *Artemisia* mit 4%. In 58,5 m nehmen *Picea, Abies* und die Eichenmischwald-Vertreter erneut zu.

Ein kurzfristiger Klima-Rückschlag zeichnet sich durch einen Abfall von *Picea* und des Eichenmischwaldes ab. Zugleich steigen *Betula, Pinus* und *Artemisia* an.

Im *Holstein II* (=Wacken II bzw. Dömitz) folgt auf einen kurzen Anstieg des Eichenmischwaldes und von *Picea* erneut ein Rückschlag mit Gipfeln von *Pinus, Betula* und *Artemisia.* Darnach werden zwei *Picea*-Gipfel von einem Eichenmischwald-Maximum unterbrochen. Von 56,4 m an fallen die Baumpollen auf 47% zurück; zugleich steigt *Artemisia* wieder an.

Am *N-Rand der Linthebene* haben zwei Profile keine Spur eines Riß/Würm (Eem)-Interglazials und von Frühwürm-Interstadialen gezeigt. Dagegen stimmen diese gut mit dem als Mindel/Riß gedeuteten Profil von Meikirch überein. Auch jenes von Uznach-Oberkirch baut sich über der Felsunterlage von 73–19 m über einem langen Spätglazial-Abschnitt mit vorherrschenden *Pinus*-, geringen *Betula*- sowie hohen *Artemisia*- und *Ephedra*-Werten auf. Beide Warmzeit-Frühphasen erscheinen sehr ähnlich: nach einer Eichenmischwald-Fichten-Hasel-Phase erreicht die Weißtanne früh hohe Werte. In der niederschlagsreichen Linthebene wird *Abies* bald von *Picea* und *Alnus incana* beherrscht, ist aber stets zugegen.

Nach zunehmender *Picea*-Vormacht zeichnet sich in ihrem Rückgang, in der Vormacht von *Pinus* und/oder *Betula,* Spuren von *Larix,* deutlicher Zunahme der Kräuter und von *Artemisia* eine Kühlphase ab. Zugleich fallen Eichenmischwald-Vertreter, *Corylus* und *Abies* praktisch aus.

Nach Klima-Rückschlägen setzt auch in der Linthebene wieder eine Warmzeit mit wärmeliebenden Gehölzen ein. In Uznach tritt *Abies* wiederum gegenüber *Picea* und *Alnus* zurück; mehrfach kommen *Corylus, Quercus* und *Ulmus* hoch. Die kürzere «Holstein II»-Warmzeit schließt auch in Uznach mit hohen Nichtbaumpollen-Werten und zunehmend *Artemisia* ab. In *Meikirch* folgen über der warmzeitlichen Holstein II-Abfolge von 56–45 m Seeablagerungen – Sande, Silte, Tone ohne grobes Moränengut, die Welten aufgrund des Polleninhaltes der Riß-Eiszeit zuweist, die wohl einen frühen *Spätriß-Abschnitt* bekunden. Die eigentliche Kaltzeit, in der Meikirch unter 500 m mächtiger Eisdecke lag, dürfte sich durch Ausräumung mit schlecht nachweisbarer Schichtlücke und Aufarbeitung äußern.

Der Abschnitt von (47) 45–40 (39) m Tiefe besteht in allen drei Profilen aus Seeablagerungen, Tonen und Gyttja. Sie zeigen die in Mitteleuropa typische Vegetationsabfolge: nach einer Birken-Föhren-Zeit ein Eichenmischwald-Abschnitt, eine Hasel-Vormacht, dann ein längerer Abschnitt mit haselreichen Hagebuchen-Wäldern, eine Tannen-Zeit, dann Fichtenwälder mit wenig Buche und – bei abnehmendem Wärme-Inhalt – ein Föhrenwald, später eine Birken-Föhren-Tundra. Im ersten Profil folgt darnach ein längerer Abschnitt mit wechselnden Anteilen von *Pinus* und *Betula,* fallenden *Picea*- und steigenden *Alnus*-Werten.

Über geschichteten See-Sedimenten folgen von 39,3 m an sandige Schotter mit Basisgroblage, in 33 m Grundmoräne, darnach sandige Schotter, feinkörnige Stausee-Sedimente mit Schottern und von 14,3 m Grundmoräne mit glazifluvialer Schotter-Einlage.

In jahrezehntelanger Forschungsarbeit hat Welten so neben spätwürmzeitlichen und holozänen Pollenprofilen (1981 b, 1982 a) auch ältere Abschnitte – *Frühwürm, Riß/Würm (Eem)-* und *Mindel/Riß (Holstein)-Interglaziale* – durchgearbeitet und damit für das jüngere Pleistozän der Schweiz biostratigraphische Grundlagen geschaffen (1981 a, 1982 b). Diese

hat er mit denen N-Europas und mit lithostratigraphischen Fakten in Einklang zu bringen versucht. Dabei mußten die Ergebnisse stets den immer weiter in die Vergangenheit vordringenden absoluten Altersdatierungen sowie den sich mehrenden Kenntnissen über das Quartär Rechnung getragen werden. Sodann galt es, fazielle Differenzen, Ferntransport, Aufarbeitung aus älteren Sedimenten, unterschiedliche Produktion und Erhaltung sowie oft kaum feststellbare Hiaten zu berücksichtigen und deren Folgen abzuwägen.
Die Profile *Meikirch I* und *II* geben auf 70 m Länge den Abschnitt Ende Mindel-Eiszeit–Holstein-Interglazial – Teile der Riß-Eiszeit – Eem-Interglazial – Würm-Eiszeit wieder, wie er, trotz der noch ungeklärten Kaltzeit-Abschnitte, auf der Alpen-N-Seite einzig dasteht. Das *Mindel-Spätglazial* zeigt Aufarbeitung eines älteren Interglazials mit *Carpinus*. Die *Holstein-Warmzeit,* durch kühles *Pinus*-Stadial zweigeteilt, ist in Meikirch fast frei von *Carpinus,* weist aber gegen oben Spuren von *Fagus* auf.
Der moränenfreie, 11 m mächtige *Riß-Abschnitt* dürfte auf rasches Vorstoßen und Abschmelzen des Eises beruhen. Durch ein markantes *Picea*-Interstadial und eine lange *Betula/Larix*-Phase erscheint er dreigeteilt.
Die *Riß/Würm (=Eem)-Warmzeit* ist über längere Zeit durch eine *Carpinus*-Vormacht und oben durch eine schwache *Fagus*-Vertretung gekennzeichnet.
Analog dürften die in Mitteleuropa im mittleren Eem mehrfach festgestellten *Taxus*-Phasen lokalklimatisch mancherorts fehlen. Die Suche nach weiteren Interglazial-Profilen lieferte im *Knonauer Amt,* im *Zürcher Oberland,* bei *Mörschwil* und im *Aaretal* Riß/Würm-Abschnitte, jedoch nirgends vollständige Profile. Am vollständigsten erwiesen sich jene bei *Dürnten* und *Uster*. Dies ist wohl wie in S-Deutschland auf frühe Gletscher-Vorstöße zurückzuführen.
Günstige Bildungsumstände während der *frühwürmzeitlichen* Ablagerungen mit bald unterbrochener, bald fast durchhaltender Torf-Bildung lieferten im Zürcher Oberland und im oberen Glattal zusammenhängende Abfolgen von der ausgehenden Riß-Eiszeit über das Eem ins Mittelwürm. In der auf das Eem folgenden Kaltphase *Turicum I* stieß das Eis mindestens bis ins obere Glattal und ins Zürichsee-Becken vor. Darauf folgte ein markantes *Picea*-Interstadial, das Welten – einstweilen noch ohne ^{14}C-Daten – dem N-europäischen Amersfoort und Brörup gleichsetzt. In diesem stellen sich im Alpen-Vorland erstmals *Larix*-Pollen ein. *Alnus incana* trat nur beschränkt an Wasserläufen auf wie heute in N-Finnland. Die übrigen Spuren wärmeliebender Gehölze werden teils als Fernflug, teils als aufgearbeitet gedeutet. Positive Vorphasen des ersten Fichten-Interstadials könnten dem N-europäischen Amersfoort entsprechen, wenn sie nicht nur als Bewaldungs-Vorphasen aufzufassen sind. Eine längere uneinheitliche und lokal arvenreiche Kühlzeit, die *Ambitzgi-Kühlphase,* wohl ohne Gletscher-Bedeckung im Vorland, trennt das erste Fichten-Interstadial von einem zweiten, kürzeren und weniger *Picea*-reichen, das Welten mit dem N-deutschen Odderade parallelisieren möchte. Auf dieses zweite Interstadial folgt nach einer weiteren Kaltphase ein letztes mit einer *Pinus-Larix-Picea-Hippophaë*-Waldgrenz-Vegetation, sein *Dürnten-Interstadial*. Mit diesem schließt das Frühwürm mit seinen steten *Picea*-Auftreten ab und das Mittelwürm beginnt.
Das *Mittelwürm* hebt sich durch Gletschervorstöße und lange, tundrenfreie Phasen mit Erosions- und Akkumulationserscheinungen vom Frühwürm mit seinen Fichten-Interstadialen ab. Es ist pollenanalytisch schwer zu fassen und noch schwerer zu gliedern. Manche Profile sind infolge Aufarbeitung kaum deutbar. Versuche, die *inneren Jung-Endmoränen* um Bern pollenanalytisch zu fassen, schlugen fehl, so daß davor kaum dem Lascaux entsprechende Interstadiale wahrscheinlich sind.

Auch in Profilen *außerhalb* des würmzeitlich vereisten Gebietes – Wettingen, Sulzberg, Signau, Mutten, Gondiswil–Ufhusen (S. WEGMÜLLER, 1982) und Zell (M. KÜTTEL, 1983) scheint sich eine analoge biostratigraphische Gliederung abzuzeichnen.

S. 152, letzte Z.: Aufgrund der terrestrischen paläoökologischen Entwicklung läßt sich die norddeutsche *Eem*-Warmzeit in *3 Abschnitte* gliedern, in denen verschiedene Prozesse der Bodenbildung vorherrschten: 1. Entkalkung und Verbrennung, 2. Lessivierung, Naßbleichung, 3. Podsolierung. Eine intensive Lösung und Wanderung der Kieselsäure durch starke Verwitterung und hohe Niederschläge erfolgte vorab im mittleren Abschnitt unter warmem, ozeanischem Klima.
Im Brörup- und Odderade-Interstadial bildeten sich meist geringmächtige Podsole (B. MENKE, 1981).

S. 153ff.: Riß/Würm-Interglazial in den Alpen und *Eem-Warmzeit* im Nordsee-Bereich sind synchrone Zeitabschnitte. Sie zeichnen sich nach M. WELTEN (1980, 1981a, b, 1982) nach einleitenden *Betula-* und *Pinus*-Phasen durch eine 3-Gliederung aus: einen *ältesten* Abschnitt mit extremen Eichenmischwald-Werten, dann eine *Corylus*-Ausbreitung mit *Ulmus* und *Fraxinus* und lokal mit starker Mitbeteiligung von *Alnus,* etwa in Odderade, Amersfoort und Sulzberg-Baden, einen *mittleren* mit *Carpinus*-Wäldern in tiefen Lagen und *Abies*-Wäldern mit starken bis dominanten *Picea*-Anteilen in montanen und alpennahen Bereichen und einem *jüngsten Abschnitt,* in dem die anspruchsvolleren Gehölze zurücktreten und der – so am Sulzberg – zweimal durch lichte *Picea/Pinus*-Wälder abgelöst wird, was auf Entwicklungsbeeinträchtigung und auf Erosion hindeutet. In La Grande Pile und Brörup ist diese nur angedeutet, in Zeifen und Eurach fehlt sie. Danach klingt die letzte Warmzeit mit zwei interstadialartigen *Picea*-Phasen aus, die von Kühlphasen mit Auflichtungen und *Pinus*-Dominanzen begrenzt werden.
Im *1. Frühwürm-Stadial,* das durch mineralische Sedimente und biostratigraphisch als *sehr kalt* belegt ist, wurde jede geschlossene Gehölz-Vegetation bis in die klimatisch günstigen Lagen der SW-Vogesen vernichtet.
Im *1. Frühwürm-,* im *Amersfoort-Interstadial* führt die Entwicklung unter aufwärmendem Klima über Strauch-Tundren-Phasen zu *Betula-* und zu *Pinus*-Bestockungen, selten zu *Picea*-Beständen und noch viel seltener zu Nadel-Laub-Mischwäldern. Diese Phase läßt sich wegen glazifluvialer Störungen oft nur schwer gegen das 2., das *Brörup-Interstadial* abgrenzen.
Das *2. Frühwürm-Stadial* stellt einen schwächeren Klima-Rückschlag dar, der nicht überall zur Vernichtung der Birken-Föhren-Gehölze geführt hat, in N- und Mitteleuropa die anspruchsvolleren Laubgehölze verdrängt, die Fichte aber in Spuren erhalten hat.
Das *2. Frühwürm-,* das *Brörup-Interstadial* stellt das längste und wohl auch wärmste dar. Es zeichnet sich mit vorübergehender *Picea*-Bewaldung und *Alnus*-Ausbreitung bis an die Nordsee ab. In W-Europa kommt es zur zeitweiligen Vormacht der Laubhölzer über Föhre und Fichte. Der jüngere Abschnitt ist fast überall reich an *Pinus* mit Subdominanz von *Picea*, in Alpennähe und in N-Europa teils auch von *Larix*.
Das *3. Frühwürm-Stadial* dürfte nach den ausgedehnten minerogenen Sedimenten einen schwachen frühen und einen intensiveren späten Klima-Rückschlag bekunden; in den organogenen scheinen diese zu fehlen, da die Torfe ihr Wachstum beinahe eingestellt haben oder anerodiert worden sind. Über längere Zeit mögen in 300–700 m Höhe Waldgrenz-Bedingungen geherrscht haben mit *Pinus, P. cembra, Larix, Betula, Juniperus* und wenig *Picea,* die nur extramoränisch, in Grande Pile und Sulzberg, leicht vorherrscht.

Das *3. Frühwürm-*, das *Odderade-Interstadial* ist kürzer und kühler als das Brörup. Es zeigt zunächst abrupt einsetzende Anteile anspruchsvoller Gehölze, dann *Pinus-Picea*-Dominanzen, in N-Europa jedoch nur geringe *Picea*-Werte.

Das *4. Frühwürm-Stadial* setzt nach einem *Picea*-Nachgipfel des Odderade-Interstadials voll ein und bringt alle anspruchsvollen Gehölze und *Picea* zum Verschwinden.

Das *4. Frühwürm-*, das *Dürnten-Interstadial* ist kurz und erreicht nur zeitweise eine Bewaldung mit *Pinus* und *Betula*, teils mit *Picea*, viel *Larix*, doch nur Spuren von Laubhölzern. Mit dem nächsten, dem *1. Mittelwürm-Stadial* von kalt-kontinentalem Klima-Charakter lassen J. MANGERUD et al. (1974) und WELTEN das Mittelwürm beginnen.

S. 156, Z. 25: Zur *Höhenabhängigkeit* und zur *Konkurrenz* von *Carpinus* und *Fagus* bemerkt E. GRÜGER (schr. Mitt.), daß die Hainbuche als Baum der Tieflagen beim Fehlen der Buche auch heute – wie im letzten Interglazial – den größten Teil der *Fagus*-Stufe einnehmen und bis an die Tannen-Fichten-Stufe reichen würde, wobei deren Untergrenze wohl aber tiefer läge als heute. Die vier zeitgleichen Seesediment-Abfolgen – Zeifen, Eurach, Samerberg und Mondsee – zeigen eine höhenabhängige Vegetationszonierung, in der *Carpinus* eine Komponente darstellt. Daß Pollendiagramme von Schieferkohlen sich nicht einfügen lassen, ist auf deren Moor-Assoziation zurückzuführen; die weiter entfernt liegenden Profile von Meikirch und La Grande Pile scheiden aus, weil die Einwanderungsfolge der Baumarten im W eine andere war als im E.

S. 156, Z. 35: Eine weitere Bohrung hat über die zeitliche Stellung der Interglaziale von *Samerberg* Klarheit gebracht. Unter der nunmehr sicher ins *Eem* zu stellenden Abfolge wurde noch eine ältere warmzeitliche Serie durchbohrt, die ins *Holstein* einzustufen ist (Bd. 3, S. 96f.).

S. 157f. und 369f.: Im Jungmoränen-Gebiet N-Deutschlands, bei Stocksee S von Plön ist der älteste weichselzeitliche Geschiebemergel jünger als das Brörup-, wohl gar noch jünger als das Keller-Interstadial, das MENKE vor 60000 v. h. einstuft.

S. 169:

Fig. 87: *Picea abies* – Fichte
Einsetzen der geschlossenen Kurve (Werte < 5%)
Beginn der Ausbreitung Werte > 5%

Fig. 88: *Abies alba* – Weißtanne
Einsetzen der geschlossenen Kurve (Werte < 5%)
Beginn der Ausbreitung Werte > 5%.

S. 177ff.: BURGA, C. A. (1982): Überblick zur palynologischen Erforschung Graubündens 1929–1982 – In: GAMPER, M., ed.: Beiträge zur Quartärforschung in der Schweiz – Phys. Ggr. U. Zürich, *1.*

GAILLARD, M.-J. (1983): Etude palynologique de l'évolution tardi- et postglaciale de la végétation du Moyen-Pays romand (Suisse) – Cramers Diss. Bot.

GREMMEN, W. (1982): Palynological investigations of Late Pleistocene deposits in Southeastern France – Groningen.

KÜTTEL, M. (1983): Züge der jungpleistozänen Vegetations- und Landschaftsgeschichte – Habil.-Schr. U. Hohenheim – Manuskr.

MENKE, B. (1981): Vegetation, Klima und Verwitterung im Eem-Interglazial und Weichsel-Frühglazial Schleswig-Holsteins – Vh. natw. Ver. Hamburg (NF) *24/2.*

– (1982): On the Eemian interglacial and the Weichselian Glacial in Northwestern Germany (Vegetation, stratigraphy, paleosols, sediments) – Quat. Stud. Poland, *3.*

REYNAUD, CH. (1982): Etude stratigraphique, sédimentologique et palynologique des dépôts du Pléistocène supérieur au Sud du Bassin Genevois – Thèse U. Genève.

RÖSCH, M. (1983): Geschichte der Nußbaumer Seen (Kt. Thurgau) und ihrer Umgebung seit dem Ausgang der letzten Eiszeit aufgrund quartärbotanischer, stratigraphischer und sedimentologischer Untersuchungen – Mitt. thurg. NG, *44.*

WEGMÜLLER, S. (1982): Die Schieferkohlen von Gondiswil – Ufhusen (Schweiz. Mittelland) und deren Stellung im Jungpleistozän – In: SUTER, J., ed. Kurzfassungen der Vorträge DEUQUA – Phys. Ggr. U. Zürich, *5.*

WELTEN, M. (1981a): Gletscher und Vegetation im Lauf der letzten hunderttausend Jahre – Jb. SNG 1978, Brig.
– (1981b): Verdrängung und Vernichtung der anspruchsvollen Gehölze am Beginn der letzten Eiszeit und die Korrelation der Frühwürm-Interstadiale in Mittel- und Nordeuropa – E+G, 31 – Hannover.
– (1982a): Vegetationsgeschichtliche Untersuchungen in den westlichen Schweizer Alpen: Bern–Wallis – Denkschr. SNG, *95*.
– (1982b): Pollenanalytische Untersuchungen im Jüngeren Quartär des nördlichen Alpenvorlandes – Beitr. geol. Karte Schweiz. NF, *156*.

S. 193, Fig. 97: Mehrere Nummern wurden durcheinandergebracht:

4 *Globigerina bulloides* D'ORBIGNY (nicht *Globorotalia pachyderma* [EHRENBERG])
5 *Globorotalia inflata* D'ORBIGNY (nicht *Globigerina bulloides* D'ORBIGNY)
6 *Globigerinoides ruber* D'ORBIGNY (nicht *Globorotalia inflata* D'ORBIGNY)
7 *Globorotalia tumida* (BRADY) (nicht *Globigerinoides ruber* D'ORBIGNY)
8 *Globorotalia pachyderma* (EHRENBERG) (nicht *Globorotalia tumida* [BRADY])
10 *Discoaster calcaris* GARTNER (nicht *D. brouweri*). Während *D. brouweri* bis an die Pliozän/Pleistozän-Grenze reicht, ist *D. calcaris* noch eine Pliozän-Form.
11 *Gephyrocapsa oceanica* KAMPTNER

S. 197, Z. 27–30: Von den Mollusken fehlen heute zwei Arten in der N-Schweiz: *Discus perspectivus* und *Aegopinella ressmanni*. Beide leben in den E-Alpen unter ähnlichem Klima wie heute um Flurlingen (L. FORCART, 1963).

S. 205f.: Zusammensetzung und Verbreitung der *Kleintierwelt* in den südlichen Alpen werfen die Frage nach ihrem Überleben der Eiszeiten auf. Für die Wiederbesiedlung der vom Eis freigegebener Gebiete waren vorab mediterrane Ausbreitungszentren von Bedeutung: Meeralpen, ligurische Alpen, ligurischer Apennin und dinarische Refugien (G. DE LATTIN, 1967).
Bei Orthopteren hat A. NADIG (1980b) auf die Einwanderung von *Odontopodisma decipiens* von E längs des Südalpen-Randes hingewiesen; dagegen hat *Ephippiger terrestris* die S-Schweiz von den Meeralpen her besiedelt (NADIG, 1980a). Neben der Ausbreitung über firnfreie Höhenzüge erfolgte die Wiederbesiedlung längs Talsystemen und über Pässe. Die postglaziale Wärmezeit hat im Wallis zur Isolation wärmeliebender Faunen geführt (Beispiele in R. RAPPAZ, 1979; R. MAURER, 1980).
Aufschlußreich für die Artbildung sind Formen, die auf rand- und inneralpinen Refugien, auf «Massifs de Refuge», auf Nunatakkern, die Eiszeiten zu überdauern vermochten. Während K. HOLDHAUS (1954) ein Überdauern auf inneralpinen Kleinrefugien eher kritisch beurteilt, haben H. JANETSCHEK (1956), K. SCHMÖLZER (1962), NADIG (1968, 1976) und K. THALER, 1976, 1980a, b) die bedeutung solcher Nunatakker für Kleintiere überzeugend dargelegt, so für Spinnen, Milben, Thysanuren, Coleopteren (vorab für die Staphyliniden-Gattung *Leptusa*), Schmetterlinge (für *Orodemnias cervini* aus Zermatt, dem Turtmanntal und den Oetztaler Alpen wird gar ein jungtertiäres Alter vermutet) und Diplopoden.
In den Kalkalpen existieren Höhlen, in Kristallin-Gebieten Klüfte, die auch in den Eiszeiten von Invertebraten besiedelt waren (JANETSCHEK, 1956). Damit ist die Artbildung durch glaziale Isolationsmechanismen gefördert worden.
In den S- und E-Alpen sind Tierarten, Unterarten und Rassen bekannt, die ihre Entstehung der Areal-Aufsplitterung durch die Eiszeiten verdanken (JANETSCHEK, 1956; Coleopteren: HOLDHAUS, 1954; BESUCHET, 1968, 1980; Orthopteren: NADIG, 1980a, b; Lepidoptera: H. BURGEFF, 1951; H. GERBER, 1979; RAPPAZ, 1979; Araneae: THALER, 1976, 1980a, b).

Bei *Microtus multiplex*, einer Wühlmaus, deren Areal sich im S und W über die Alpen hinaus erstreckt, existieren Unterarten, die sich in Chromosomenzahl und biochemischem Polymorphismus der Enzyme unterscheiden. Für die Unterart *fatioi*, die endemisch nur bei Zermatt vorkommt, nimmt J.-D. Graf (1980) an, daß die Einwanderung im Atlantikum von S her erfolgt ist und daß das später wieder kühler gewordene Klima zur Isolation der Population geführt hätte. Ähnliche biochemische Polymorphismen sind bei vielen Kleinsäugern bekannt geworden, so bei *Chionomys nivalis*, der Schneemaus. Bei hochalpinen Großspinnen der Gattung *Coelotes*, die unter halbeingewachsenen Steinen alpiner Grasheiden leben, umfaßt die *pastor*-Gruppe s. l. folgende Taxa: *C. poweri, C. osellai, C. pabulator, C. rudolfi, C. alpinus, C. pastor pastor, C. pickardi, C. p. cooremani, C. p. tirolensis, C. p. lessinensis*. Aufgrund genital-morphologischer Beziehungen zwischen Arten und Unterarten sowie chorologischer, ökologischer und orographischer Fakten drängt sich nach R. Maurer (1982) folgender Erklärungsversuch auf: Seit der ersten Kaltzeit erfolgten von Refugien in den Meeralpen Ausbreitungsschübe längs der alpinen Ketten. Eine erste Welle mit nachfolgender Vernichtung der Zwischenpopulationen führte zur Abspaltung von *C. alpinus*, die in Refugien im SE, in Jugoslawien, zu überdauern und von dort gegen W, E und S weitere Gebirgsregionen (wieder) zu erobern vermochte: Venetianer Alpen, Karawanken, Dinariden. Von einem zweiten Wiederbesiedlungsschub verblieb *C. rudolfi* im Tessin, im Bedrettotal, im Gran Paradiso. Ein dritter ist mindestens ins Mindel/Riß-Interglazial anzusetzen. Dabei wurden inneralpine Populationen in der Riß-Eiszeit wieder vernichtet. Ein Überleben war nur am Alpen-Südrand auf «Massifs de Refuge» möglich. Durch extreme Verringerung der Populationsgrößen wurden Spezialisationsprozesse beschleunigt: Es kam zur Ausbildung der *pastor*-Gruppe s. str. mit ihren Unterarten. Eine Expansionsphase im letzten Interglazial führte zur Besiedlung weiterer alpiner Gebiete. Dabei vermochten sich in der letzten Eiszeit auch einzelne Restpopulationen inneralpin zu behaupten. Die spät- und nacheiszeitliche Wiederbesiedlung eisfrei gewordener Bereiche vollzieht sich noch heute.

S. 206ff.: Besuchet, C. (1968): Répartition des insectes en Suisse – influence des glaciations – Mitt. schweiz. entomol. Ges., *41*.

Burgeff, H. (1951): Die Meeralpengrenze der Zygaenen (Lep.), eine Hilfe der Populationsanalyse der Arten der Gattung *Zygaena* (Lepidoptera) durchgeführte Untersuchung über die Lokalisation und die Bedeutung geographischer Rassen in ihrem Zusammenhang mit der Eiszeit – Biol. Zbl., *70*.

Forcart, L. (1963): Revision der von A. Gutzwiller aus den Kalktuffen von Feuerthalen (Kanton Zürich) beschriebenen Euthyneura (Moll.) – Ecl., *56*/2.

Gerber, H. (1979): Vergleich der Populationen von *Orodemnias cervini* (Fallou) aus den Walliser- und Oetztaleralpen – Mitt. entomol. Ges. Basel, NF, *29*.

Graf, J.-D. (1980): Génétique biochimique, taxonomie et évolution des Arvicolide (Mammalia, Rodentia) – Diss. U. Lausanne.

Holdhaus, K. (1954): Die Spuren der Eiszeit in der Tierwelt Europas – Abh. Zool. Bot. Ges. Wien, *18*.

Janetscheck, H. (1956): Das Problem der inneralpinen Eiszeitüberdauerung durch Tiere (Ein Beitrag zur Geschichte der Nivalfauna) – Oesterr. Zool. Z., *6*.

Lattin, G., de (1967): Grundriß der Zoogeographie – Stuttgart.

Maurer, R. (1980): Beitrag zur Tiergeographie und Gefährdungsproblematik schweizerischer Spinnen – Rev. suisse Zool., *87*/1.

– (1982a): Zur Kenntnis der Gattung *Coelotes* (Araneae, Agelenidae) in Alpenländern I – Die Arten aus dem Gebiet der Schweiz – Evolution der *pastor*-Gruppe – Rev. suisse Zool., *89*/2.

– (1982b): Zur Kenntnis der Gattung *Coelotes* (Araneae, Agelenidae) in Alpenländern II – Die *pastor*-Gruppe der italienischen und französischen Alpen – Beschreibung von *C. pastor lessinensis* ssp. n. – B. Mus. Civ. Stor. nat. Verona, 8 (1981).

Nadig, A. (1968): Über die Bedeutung der Massifs de Refuge am südlichen Alpenrand (dargelegt am Beispiel einiger Orthopterenarten – Mitt. schweiz. entomol. Ges., *41*.

Nadig, A. (1976): Über die Verbreitung zweier arcto-alpiner Heuschreckenarten in den Alpen – Rev. suisse Zool., *83*/2.
– (1980a): *Ephippiger terrestris* (Yersin) und *E. bormansi* (Brunner v. W.) (Orthoptera): Unterarten einer polytypischen Art – Rev. suisse Zool., *87*/2.
– (1980b): *Odontopodisma decipiens insubrica* ssp. n. – Articulata I.
Rappaz, R. (1979): Les papillons du Valais – Martigny.
Schmölzer, K. (1962): Die Kleintierwelt der Nunatakker als Zeugen einer Eiszeitüberdauerung – Mitt. Zool. Mus. Berlin, *38*/2.
Thaler, K. (1976): Endemiten und arktoalpine Arten in der Spinnenfauna der ostalpen – Entomol. Germ., *3*.
– (1980a): Die Spinnenfauna der Alpen: Ein zoogeographischer Versuch – 8. intern. Arachnol.-Kongr. Wien.
– (1980b): *Cryphoeca brignolii* n. sp., eine weitere Reliktart der Südalpen – mit Arten-Schlüssel und Versuch eines Kladogramms – Zool. Anz. Jena, 202.

S. 209ff.: Neue Funde von *Hominiden* in *E-Afrika* haben die Stammesgeschichte des Menschen jüngst stark verändert (D. C. Johanson & M. Edey, 1981, 1982).
Die reichen Funde von Laetoli in Tanzania (1974) mit 23 und von Hadar in Äthiopien (1972–77) mit minimal 35, maximal über 65 Individuen werden von Johanson & T. D. White (1979, 1980) trotz beträchtlicher Größenunterschiede, die als Geschlechtsdimorphismus gedeutet werden, einer einzigen neuen Art von *Australopithecus, A. afarensis,* zugeordnet. Johanson & White sehen in dieser Species eine gemeinsame Wurzel der Hominiden, von der eine direkte Entwicklungslinie über *A. africanus* zu *A. robustus* und ein Abzweiger über *Homo habilis–H. erectus* zu *H. sapiens* führen. Diese Deutung der frühesten menschlichen Stammesgeschichte beruht auf absoluten Datierungen und morphologischen Untersuchungen. Aus biometrischen Zahnanalysen schließen Johanson & White, daß der frühe *Homo* nie große Zähne besaß (Fig. 310). *A. africanus* scheidet damit als direkter Vorfahre des Menschen aus. Ferner wird auch die Theorie Leakeys, wonach sich die Stammeslinien von *Homo* und den Australopithecinen schon vor 5–8 M a voneinander getrennt haben sollen, in Frage gestellt (Fig. 309).
Neueste Datierungen und Zweifel an der Monospezifität der Hadar-Fossilien (F. H. Brown, 1982; M. H. Day, 1982; P. Schmid, in Vorb.; Ph. Tobias, 1980) lassen die stammesgeschichtlichen Schlüsse von Johanson & White in einem etwas zweifelhaften Licht erscheinen. Doch steht fest, daß in E-Afrika an der Wende des Pliozän/Känozän Hominiden gelebt haben, die aufgrund ihrer Körperproportionen und ihres Bewegungsapparates zweibeinig aufrecht gehen konnten, obwohl sie sich wahrscheinlich mehrheitlich in den Bäumen aufgehalten haben (Fig. 308). Ihre Schädelkapazität lag im Variationsbereich des Schimpansen, d.h. die Entwicklung des aufrechten Ganges scheint nicht mit der erst später einsetzenden Zunahme der Schädelkapazität gekoppelt zu sein. Ein Gebrauch von Werkzeugen konnte nicht nachgewiesen werden; mit 3,6–3,8 M a (Laetoli) und 2,8–3,1 M a (Hadar) sind diese Australopithecinen 800000 Jahre älter als die ältesten Werkzeuge.

S. 212, Z. 29: Wangengr*u*ben statt Wangengraben.

S. 215f.: In Mitteleuropa sind in den interglazialen Travertinen von Stuttgart-Bad Cannstatt 1980 erneut Knochen, ein Stoßzahn des Waldelefanten und Feuersteine entdeckt worden. Diese waren vom Menschen, der dort seit 1700 nachgewiesen ist, als Werkzeuge benutzt worden. Später sind auch ein Schädel von *Palaeoloxodon,* zahlreiche Skelettreste, weitere Feuerstein-Geräte, Früchte von *Buxus, Pterocarya*-Pollen und der Rückenpanzer einer Sumpf-Schildkröte geborgen worden. All diese Funde sprechen für ein wärmeres Klima als heute und – zusammen mit den primitiven, wohl von *Pithecanthropus* stammenden Silex-Geräten und der Schichtfolge – für mindel/riß-zeitliches Alter (W. Reiff, 1981).

S. 215, 11.letzte Z.: Ache*u*l*é*en.

Fig. 308 Vollständiges Skelett eines *Australopithecus* von Hadar. Rekonstruktion von Lucy (Al-288-1) nach P. SCHMID (in Vorb.). Photo: A. BIRCHER, Humlikon ZH.

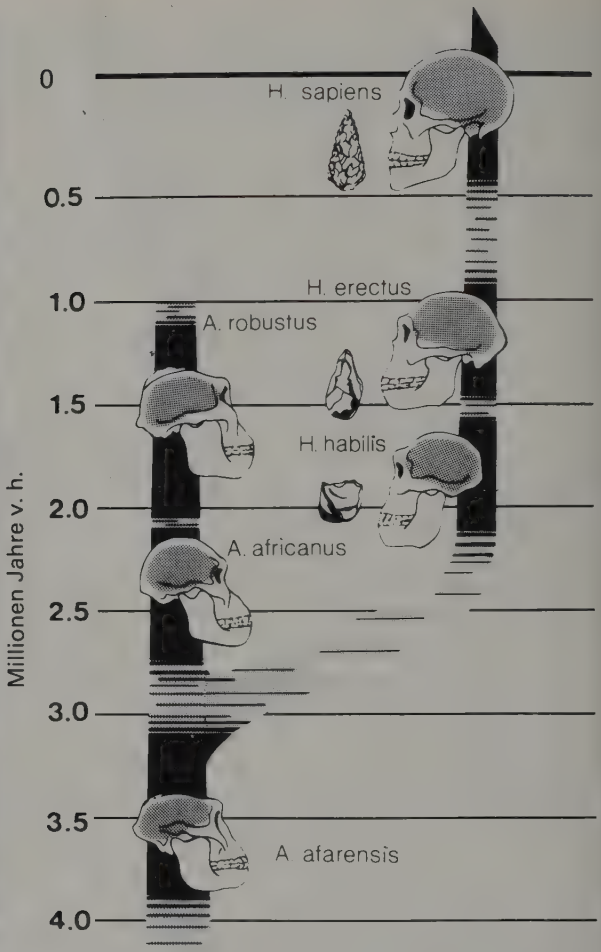


Fig. 309 Der Hominiden-Stammbaum aufgrund der E-afrikanischen Funde

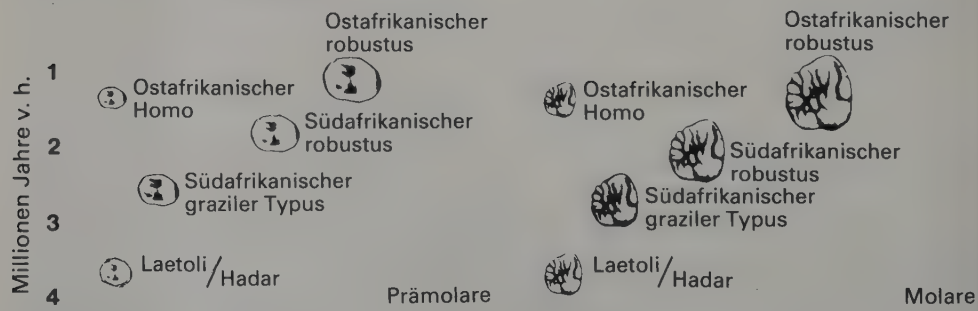


Fig. 310 Eine biometrische Analyse zeigte, daß die Hominiden von Hadar *nicht* zur Gattung *Homo* gehören, sondern frühe Australopithecinen sind. Fig. 309 und 310 aus D. C. JOHANSON & M. EDEY (1982).

S. 235/36: In der Grabung Twann konnte M. WÄHREN (1983) anhand von über 100 Wandscherben mit anhaftenden Speiseresten und weiteren Getreide-Produkten die Entwicklung der Getreidespeisen in der Cortaillod-Kultur aufzeigen. Diese gliedert sich nach A. FURGER (1983) wie folgt:

- Unterste Cortaillod-Schichten (US) um 3830–3760 v. Chr.
- Mittlere Cortaillod-Schichten (MS) um 3700–3600 v. Chr.
- Obere Cortaillod-Schichten (OS) um 3600–3500 v. Chr.

Getreideklumpen aus den US und OS ergaben, daß zur *Vorratshaltung* Getreide angefeuchtet, Mehl eingestreut, zu Klumpen gepreßt und leicht angebacken wurde. Solche «Halbfabrikate» wurden für Suppen, Grütze, Brei und Brot verwendet; ebenso wurden heiße Gerölle mit Schrot oder Brei übergossen.

Nach fünfmaligem Zermahlen und mehrmaligem Sieben erreichte WÄHREN ebenfalls ein zu 70–72% ausgemahlenes Ruchmehl von vergleichbarer Reinheit. Die Speisebeläge identifizierte er als Suppen mit Getreide und Gemüse, als Grütze und Getreidebreie mit Obst und Beeren.

Aus den MS und OS untersuchte WÄHREN Stücke, die als angesäuerter, zähflüssiger Getreidebrei in Herdvertiefungen gebacken worden waren: dabei erhielten die Breifladen ihre Oberhitze durch Überbacken mit Asche. Die Poren zeigen Sauerteigbrot-Strukturen. Aus dem MS lagen zwei Brote vor: ein angesäuertes, unter Asche gebackenes Gerstenbrot sowie ein aus 1/3 Mehl und 2/3 Schrot hergestelltes, das in einem Ofen gebacken wurde. Aus den OS, um 3530 v. Chr., identifizierte er den ältesten *Brotlaib* mit Säuerungsstrukturen von 60–75 mm Durchmesser, frisch um 17 cm, 5 cm Höhe und 250 g Gewicht.

S. 260ff.: Arch. Dienst Kt. Bern (1977–1984): Die neolithischen Ufersiedlungen von Twann – Schrr. Erzieh.-Dir. Kt. Bern, *1–21.*

BÄCHLER, H. (1940): Das alpine Palöo*li*thikum der Schweiz – Basel.

BROWN, F. H. (1982): Tulu Bor Tuff at Koobi Fora correlated with the Sidi Hakoma Tuff at Hadar–Nature, *300.*

DAY, M. H. (1982): Lucy jilted? – Nature, *300.*

FURGER, A. (1983): Vor 5000 Jahren – So lebten unsere Vorfahren in der Jungsteinzeit – Bern.

– , ORCEL, A., STÖCKLI, W. E., & SUTER, J. P. (1977): Die neoli*th*ischen Ufersiedlungen von Twann, *1* – Arch. Dienst Kt. Bern.

JOHANSON, D. C. & WHITE, T. D. (1979): A systematic assessment of early African hominids – Sci., *203.*

– , & – (1980): On the status of *Australopithecus afarensis* – Sci., *208.*

– , & M. EDEY (1981, 1982): Lucy – Die Anfänge der Menschheit – München, Zürich (Orig.-Ausg.: New York, 1981).

REIFF, W. (1981): Reste des Urmenschen im Travertin von Stuttgart-Bad Cannstatt – Bl. Schwäb. Albver., *86/3,* Stuttgart.

SCHMID, P. (in Vorb.): Eine Rekonstruktion von A1-288-1 (Lucy) und deren Konsequenzen.

TOBIAS, PH. (1980): *«Australopithecus afarensis»* and *A. africanus:* Critique and Alternative Hypothesis – Palaeont. Afr., *23.*

WÄHREN, M. (1983): 5500 Jahre alter Brotlaib identifiziert – B. ETH Zürich, *179.*

S. 285ff.: Im *nordöstlichen Rhein-Gletscher-Gebiet* bestätigen A. SCHREINER & R. EBEL (1981) weitgehend die stratigraphische Gliederung A. PENCKS (1909). Die würmzeitlichen Niederterrassenschotter und die damit verbundenen Endmoränen mit Verwitterungstiefen von 0,8–1,5 m sind von den älteren pleistozänen Bildungen deutlich getrennt. Hinweise auf einen weiten Eisvorstoß zwischen Riß und Würm konnte weder bei Seibranz noch im Füramoos festgestellt werden, doch schließen die Befunde eine unterteilende Kaltzeit nicht aus; der zugehörige Vorstoß wäre aber innerhalb der Würm-Endmoräne verblieben.

Die rißzeitlichen Moränen Pencks durchziehen das Gebiet als doppelte Endmoränen. Auf ihnen liegt vielerorts Solifluktionsschutt; die Verwitterungstiefe beträgt 2,5–3,5 m, der Anteil an Kristallin-Geröllen im Mittel 26 mit Höchstwerten um 60%.

Das Mindel/Riß-Interglazial wird in den Bohrungen Wurzacher Becken (100–108 m, R. German et al., 1968), Ziegelberg und Dietmanns (K. Göttlich & J. Werner, 1974) erfaßt. Wurzacher Becken und Ziegelberg sind palynostratigraphisch unvollständig; Dietmanns ist pollenfrei, so daß eine Gleichsetzung mit dem Holstein nicht gesichert ist.

Außerhalb der Riß-Moränen liegen als 6 km breites Band mindelzeitliche Moränen und Schotter, bei denen ein moränenferner Tannheimer- mit 10 und ein moränennaher Mühlberger Schotter mit 30% Kristallin unterschieden werden. Beide vereinigen sich N von Rot (Th. Haag 1981). Zwei abgeflachte Moränen sind über 14 km erhalten und wie die Schotter 5–10 m tief verwittert und meist von Solifluktionsschutt bedeckt.

In 4 Bohrungen folgt unter mindelzeitlicher Moräne ein fossiler Boden, darunter Schotter oder Moräne, die aufgrund des höheren Kristallin-Gehaltes und der Höhenlage nicht zu den älteren, günzzeitlichen Schottern gehören können. In der Bohrung Unterpfauzenwald liegt ein echtes Interglazial zwischen hangender Mindel-Moräne und liegender, zur *Haslach-Eiszeit* gestellter Moräne. Der Haslacher Schotter (K. Schädel, 1952) wird aufgrund von Höhenlage und Geröllzusammensetzung (3,5% Kristallin) zwischen Günz- und Mindel-Eiszeit gestellt. Er liegt in günzzeitliche Schotter eingetieft oder überlagert sie lokal mit fossilem Boden. Zugleich ist eine Verzahnung mit Moräne festzustellen. Nach oben nimmt der Kristallin-Gehalt zu, in 7–18 m tief verwitterten Schottern bis 38%.

Den ebenfalls tiefgründig verwitterten, 8 + x m mächtigen Zeiler Schotter (S. 319f., Fig. 156) betrachtet Schreiner & Ebel wie Penck als günzzeitlich. Bei einem Geröllspektrum mit 2% Kristallin ist er in 5 Rinnen gegliedert, die im S durch Molasse-Schwellen getrennt sind und im N sich zu einer Decke vereinigen.

Wie die Zusammenstellung (Fig. 306) zeigt, konnte auch Th. Haag (1982) und H. Kohl (1981, schr. Mitt.) die Penck'sche Gliederung weitgehend bestätigen. Neue Befunde führten zu Ergänzungen: zu einer Aufteilung der schon Penck bekannten Ablagerungen im Mindel-, anderseits jener im Günz-Glazial. Bei den günzzeitlichen Schottern zwang der von S nach N durchhaltende Niveau-Unterschied ihrer Basis diejenigen von Erlenmoos und Kirchberg von jenen von Zeil, Heggbach und den Holzstöcken abzutrennen. Diese Trennung führten im Iller-Lech-Gebiet schon B. Eberl, im Rhein-Gletschergebiet F. Weidenbach (1950) und Schädel (1950) durch; die Einstufung der Schotter von Erlenmoos und Kirchberg in die Donau-Kaltzeit erfolgte durch H. Graul (1962) und Schädel & J. Werner (1963). Die Mindel-Schotter Pencks wurden erstmals von Schädel (1950) unterteilt. Die Einstufung des Tannheim–Laupheimer Schotters in die Mindel- und jene des Haslacher Schotters in eine eigene, zwischen Günz und Mindel zu stellende Eiszeit ergab sich nach Schreiner & Ebel (1981), Haag (1982) sowie aus der Stellung des Interglazials vom Unterpfauzenwald. Würde der untere «Zwischenterrassen-Schotter» M. Löschers (1976), aufgrund der im Rhein-Gletschergebiet nachgewiesenen Selbständigkeit des Heggbacher- und Holzstöcke-Schotters, in die Günz- statt in die Donau-Kaltzeit gestellt, so ergäbe sich mit der Verschiebung des Schwaighausener Schotters (und eventuell jenes von Warmisried-Grub) zwischen Günz und Mindel, aufgrund der mindelzeitlichen Stellung des Burgauer Schotters, auf der Iller–Lech-Platte ein mit dem Rhein-Gletschergebiet vergleichbares Schema.

Im Iller-Lech-Gletschervorfeld konnte mit der von Schaefer festgestellten Biber-Kaltzeit (im Rhein-Gletschergebiet noch fehlend) das stratigraphische System erweitert werden.

K. Brunnacker & W. Tillmanns (1982) und Brunnacker et al. (1983) versuchen magnetostratographisch die einzelnen Schotterkomplexe M. Löschers mit dem Niederrhein-Gebiet zu korrelieren.
Ausgehend vom *Gutenzeller Rot-Tal* versucht I. Schaefer (1982) die *Pleistozän-Stratigraphie* der *Riß–Iller-* und *Iller–Lech-Platte* zu bereinigen.
Die Talaue der Rot ist von würmzeitlichen Periglazial-Ablagerungen erfüllt, die im Spätwürm und Holozän umgelagert worden sind. Randlich liegen Reste der «*unteren Hochterrasse*», 2 periglaziale Ablagerungen der Riß-Eiszeit, die sich im N mit glazifluvialen Schottern im Donau-Tal, im S mit solchen der Altmoränen verbinden. Seitlich wird das Rot-Tal von den altpleistozänen Deckenschottern Pencks begrenzt. Die mittelpleistozänen Ablagerungen, die «*obere Hochterrasse*», werden nicht nur in Tannheimer- und Haslacher Schotter, deren Alter von riß- über mindel-, haslach- bis günzzeitlich gedeutet worden ist, sondern in *9 Schotter* aufgegliedert. Ihre Selbständigkeit hält Schaefer stratigraphisch, petrographisch und geomorphologisch mit ihren Fortsetzungen ins Donau-Tal und in die Täler von Günz und Mindel bis zu den Endmoränen für gesichert.
Überall, so auch bei seinen Typ-Lokalitäten der alpinen Eiszeiten, zeigt sich ihre Altersstellung: *Unter* dem Grönenbacher Feld, dem Typus für die Mindel-, und *über* dem Hitzenhofer Feld, jenen für die Riß-Eiszeit (?), so daß Schaefer sie seiner *Paar-Eiszeit* zuweist, deren Stellung zwischen den beiden er (1975) im Gebiet des Isar-Loisach-Gletschers dargelegt hat. In der Iller–Lech-Platte hat er (1973) die untersten Teile des Grönenbacher- (1979b), des Eisenburger- (1979a) und des Warmisrieder Feldes zu ihr gestellt. Damit wäre die Paar-Eiszeit im ganzen S-bayerisch–S-württembergischen Gebiet erwiesen. Auch im östlichen Rhein-Gletscher-Gebiet möchte Schaefer zwischen Mindel- und Riß- seine Paar-Eiszeit einfügen. Damit würde die Mehrzahl der dort zwischen Altmoränen gefundenen Interglazial-Vorkommen nicht in ein Haslach/Mindel-, sondern – wie der Hauerzer Torf – ins *Mindel/Paar-Interglazial* fallen; manche ältere sind günz/mindel-, jüngere paar/riß-interglazial. Die *Zeiler Schotter* scheinen wie Tannheimer- und Haslacher Schotter verschieden alte Schüttungen zu beinhalten; jene von Schloß Zeil betrachtet er als mindelzeitlich.
Im S und SW des Rot-Tales hält Schaefer die Gebiete mit hohen Altmoränen und die oberen Hochterrassen als paar-, jene mit niederen Altmoränen und die unteren Hochterrassen für rißzeitlich. Diese lassen zwei Gletscherstände erkennen, von deren Endmoränen Hochterrassen ausgehen: Haupt- und Jungriß. Im Altmoränen-Gebiet entstanden 3 Gletscherbecken: Wurzacher-, Gospoldshofer- und Leutkircher Becken. In der Paar-Eiszeit sind von allen dreien, in der Riß-Eiszeit nur noch vom Leutkircher Becken glazifluviale Schotter zur Donau geschüttet worden. Ihre jüngeren Anteile lassen sich im Aitrach-Tal gegen NE um und weiter durchs Tal der Weißenhorner Roth zur Donau verfolgen. Damit kam es in der Iller-Lech-Platte zur Schüttung von Rhein-Gletschergeröllen. Ein Zusammenfluß von Rot und Riß ist erst im Jungriß erfolgt. Die Rottum mündete NE von Laupheim in die Rot und beide flossen in der Paar-Eiszeit bei Ulm in die Donau. Die Anlage der Talausweitung bei Ulm reicht bis in diese Zeit zurück.

S. 287:
Fig. 137, 4. Z.: (*W* von Augsburg)
Fig. 138, 5. Z.: Neu*säß*-Loh*wald*.

S. 300, Z. 5: Im *östlichen Rhein-Gletschergebiet* gliedern A. Schreiner & Th. Haas (1982) die Altmoränen von außen nach innen in:
– sehr flache, über 4 m tief verwitterte Wälle: Mindel-Moräne,

– Kiese, kiesige Moräne und Grundmoränen-Decken mit einer Verwitterungstiefe von unter 3 m, die zungenförmig in meist höher liegende, durch Paläoböden getrennte Mindel-Moräne vorstoßen: Älteres Riß,
– zwei kiesige Endmoränenwälle mit geringerer Verwitterung: Mittleres Riß.
Älteres und mittleres Riß sind im Rißtal mit den mächtigen Kiesen zu verknüpfen.
– Nicht näher untersuchte «Jungriß»-Terrassen im Riß- und Donau-Tal und dazugehörende (?) Moränenwälle 4–6 km innerhalb des Doppelwalles werden als Jüngeres Riß bezeichnet.

S. 309ff.: Brunnacker, K., & Tillmanns, W. (1982): New results on Quaternary stratigraphy in the Lower Rhine Area and in the Northern Foreland of the Alps. – Proj. 73/I/24 Quatern. Glac. Northern Hemisph., Rep. 7 – Prague.
– et al. (1983): Correlation of the Quaternary Stratigraphy in Central Europe, Lower Rhine and Northern Alpine Foothills – In prep.
Haag, Th. (1981): Tal- und flächenformende periglaziale und glaziale Dynamik im Glazialgebiet Süddeutschlands (Rheingletscher) – Bochumer Ggr. Arb., *40* – Paderborn.
– (1982): Das Mindelglazial des nordöstlichen Rheingletschergebietes zwischen Riß und Iller – Jber. Mitt. oberrhein. g Ver., NF, *64*.
Kohl, H. (1976, 1978): Exkursionen durch den Österr. Teil des Nördlichen Alpenvorlandes und den Donauraum zwischen Krems und Wiener Pforte – Mitt. Komm. Quartärforsch. Österr. Akad. Wiss, *1*, Ergänzung zu *1*.
– (1981): Das Quartär in Oberösterreich und die internationale Quartärforschung – Jb. oösterr. Mus. Ver., *126*/1.
– (1983): Beiträge zur Quartärstratigraphie aus dem oberösterreichischen Raum – Innsbr. Ggr. Stud., *8*.
Schädel, K. (1950): Die Deckenschotter des Rheingletschers – Diss. U. Tübingen (Mskr.).
– (1952): Die Stratigraphie des Altdiluviums im Rheingletschergebiet – Jber. Mitt. oberrhein. g Ver., NF, *34*.
Schaefer, I. (1981): Die Glaziale Serie. Gedanken zum Kernstück der alpinen Eiszeitforschung – Z. Geomorph., NF, *25*.
– (1982): Das Diluvium des Gutenzeller Rottales (Württemberg) – E+G, *32*.
Schlüchter, Ch. (1981): Remarks on the Pleistocene morphogenetic evolution of the Swiss Plain – Z. Geomorph., NF, Suppl., *40*.
Schreiner, A., & Ebel, R. (1981): Quartärgeologische Untersuchungen in der Umgebung von Interglazialvorkommen im östlichen Rheingletschergebiet (Baden-Württemberg) – G Jb., A *59* – Hannover.
– , & Haag, Th. (1982): Zur Gliederung der Rißeiszeit im östlichen Rheingletschergebiet (Baden-Württemberg) – E+G, *32*.

S. 328: Fig. 160: im Rietel *SE* von Zofingen AG.

S. 386, Z. 24: E. Le Roi Ladurie (1967, 1971).

S. 386: Für den *Witterungs-* und *Klima-Ablauf* von 1523–1863 hat Ch. Pfister (1982, 1983) aus der Schweiz über 30000 Hinweise zusammengetragen. Dabei ist die Evidenz der meisten Zeitabschnitte durch unabhängige Quellen mehrfach belegt. Von Mitte des 16. Jahrhunderts an liegt für nahezu alle Monate mindestens eine Beobachtung vor.
Die Abschnitte 1525–1860 und 1901–60 weisen 4 gemeinsame Merkmale auf:
– kältere Winter- und Frühjahrsmonate, insbesondere Januar bis März,
– niederschlagsreiche Sommer, vorab 1560–1630 und nach 1670, mit Hitze-Maximum gegen den Spätsommer,
– größere Variabilität des Klimas, größere Extreme,
– gruppenweises Auftreten von Jahren mit ähnlich saisonalem Witterungscharakter.

Fig. 311: Quartär-Stratigraphie in den Schotterfluren von Rhein-, Iller- und Lech-Gletscher, verglichen mit der Traun-Enns-Platte in Oberösterreich. ▷
ÄDS = Älterer Deckenschotter; EZ = Eiszeit; Gl = Gletscher; HT = Hochterrassen-Schotter; IG = Interglazial; JDS = Jüngerer Deckenschotter; NT = Niederterrassen-Schotter; ═══ Pliozän/Pleistozän-Grenze. Nach Th. Haag, A. Schreiner und H. Kohl (1982, schr. Mitt.).

Gebiete	Schottergebiete des östl. Rhein-Gletschers		Iller-Lech-Gletschervorfeld	Traun-Enns-Gletschervorfeld u. Mondsee
Autor / Zeit	A. Penck (1909)	Th. Haag, A. Schreiner (1981)	M. Löscher, K. Rögner	J. Fink & H. Kohl (1976, 1978)
Holozän	Talauen	Talauen	Talauen	Talauen
Würm-EZ	Jung-Endmoränen, Winterstettenstadt mit NT	Jung-Endmoränen z. B. Winterstettenstadt mit NT	Jung-Endmoränen mit Niederterrasse (NT)	Jung-Endmoränen v. Gmunden/Traunsee mit NT
Riß/Würm-IG	Erosionsdiskordanz	IG von Krumbach/Saulgau	Erosionsdiskordanz	IG von Mondsee. Fossile Böden im Löß und auf HT, unter Deckschichten
Spätriß-EZ		Moräne von Rißegg Terrassentreppe im Umlach-T.		Terrassenschotter N Gmunden Endmoränen Wartberg/Krems und S Kremsmünster
Hauptriß-EZ	Alt-Endmoränen v. Biberach-Warthausen HT von Baltringen	Alt-Endmoräne v. Biberach-Scholterhaus u. Warthausen HT von Baltringen	Alt-Endmoräne von Rammingen HT von Rain, Hitzenhofener Feld	Alt-Endmoränen N Gmunden u. S Kremsmünster, HT des Ager-, Traun- u. o.-österr. Kremstales (Kremsmünster)
Mindel/Riß-IG	Erosionsdiskordanz	Fossile Böden von Rottum-Riedwanger und Neufra	Erosionsdiskordanz	Fossile Böden von Steyr u. Voitsdorf auf Jüng. Deckenschotter unter Deckschichten
Mindel-EZ	Äußerste Alt-Endmoränen mit Schotterablagerungen im württemb. Rottal	Äußerste Alt-Endmoränen m. Tannheim-Laupheimer-, Neufra-Ertinger Schotterflur	Moränen u. Schotter im Mindel-Quellgebiet obere HT im Günztal, Burgauer Schotter	Alt-Endmoränen Laakircher-Eisengattern (Traun-Gl.) u. Kremsmünster-Voitsdorf (Steyr-Krems-Gl.) Graue Nagelfluh von Kremsmünster u. JDS im Traun-Tal
Haslach/ Mindel-IG	Erosionsdiskordanz (Günz/Mindel)	IG vom Unterpfauzenwald	Fossiler Boden von Warmisried-Grub (Günz/Mindel-IG)	Kremsmünster-IG: Fossiles Bodensediment «Kremsmünster B»
Haslach-EZ		Moräne v. Langer Berg u. Häberlings Haslacher Schotter		Weiße Nagelfluh v. Kremsmünster u. Egenstein/Alm kaltzeitlich
Günz/ Haslach-IG		Fossile Böden v. Unterpfauzenwald u. Rottum-Mühlen-Tobel		Fossiler Boden «Kremsmünster A»/ Guntendorf
Günz-EZ	Zeiler-, Heggbacher-, Holzstöcke-Schotter Erlenmoos-, Kirchberger Schotter	Zeiler-, Heggbacher-, Holzstöcke-Schotter	Schotter von Warmisried-Grub Schwaighausener Schotter	Endmoränen v. Vorchdorf (Traun- u. Alm-Gl.) und Sattledt (Steyr-Krems-Gl.) ÄDS d. Traun-Enns-Pl. u. Kremsmünster/ Guntendorf
Donau/ Günz-IG	—	Erosionsdiskordanz	Fossiler Boden von Stocken	Tiefenerosion
Donau-EZ	—	Erlenmoos-, Kirchberger Schotter	Stauden-Platte, Königsried-Stockener Schotter	Schotter von Eden-Reuharting
Biber/Donau Biber-EZ			Erosionsdiskordanz Staufenberg-Serie	

S. 388ff.: Messerli, B. et al. (1978): Fluctuations of climate and glaciers in the Bernese Oberland and their geoecological significance, 1600 to 1975 – Arctic Alpine Research, *10*/2.
Müller, H.-N. (1975): Fossile Böden (fAh) in Moränen (Gäli Egga, Roßbodengebiet, Simplongebiet, Simplon VS) – B. Murith., *92* – Sion.
Pfister, Chr. (1980): The Little Ice Age – Thermal and Wetness Indices for Central Europe – J. Interdisc. Hist., *10*/4.
– (1981): Die Fluktuationen der Weinmosterträge im schweizerischen Weinland vom 16. bis ins frühe 19. Jahrhundert – Klimatische Ursachen und sozioökonomische Bedeutung – Schweiz. Z. Gesch., *31*.
– (1982): Die Rekonstruktion des Witterungs- und Klimaverlaufes in den letzten fünf Jahrhunderten anhand von Schriftquellen und Meßdaten – In: Suter, J., ed.: Kurzfassungen der Vorträge – Hauptvers. DEUQUA, Zürich – Phys. Ggr. U. Zürich, *5*.
– (1983a): Das Klima der Schweiz von 1525 bis 1860 und seine Bedeutung in der Geschichte von Bevölkerung und Landwirtschaft – Bern.
– (1983b): Klimageschichte – In: W. Kirchhofer, ed.: Klimaatlas der Schweiz, *14* – Schweiz. Met. Anst.
– (1984): Das Klima der Schweiz von 1525 bis 1863 und seine Bedeutung für die Geschichte von Bevölkerung und Landwirtschaft – 2 Bde. – Acad. Helv.
– & Zumbühl, H. J. (1984): Neue Daten zur Geschichte der Grindelwaldgletscher im 16. Jahrhundert nebst ergänzenden Angaben für das 17. bis 19. Jahrhundert – ZGG.
Zumbühl, H. J. (*1980*, nicht 1978)
– , & Iken, A. (1981): Gletscher der Berner Alpen und ihre Erforschung – Illustr. Berner Enzyklopädie, *1* – Bern.
– , Messerli, B., & Pfister, Chr. (1983): Die Kleine Eiszeit – Gletschergeschichte im Spiegel der Kunst – Katalog Sonderausstellung Schweiz. Alpin. Mus., Bern, Gletschergarten Mus., Luzern.

S. 394ff.: Die *isostatische Hebung* in ehemals *vergletscherten Alpentälern* – Goms, Bedretto, Urseren, Tavetsch, in denen sie von F. Renner (1982) bestätigt werden konnte – zeichnet sich außer dem Transfluenz-Sattel des Susten auch im Gadmertal ab.

S. 398, Z. 3: Bereits im ältesten Tertiär trennten sich Schwarzwald und Vogesen; die Absenkung begann schon im *Eozän*.

S. 400, Z. 3: Vom Moselotte-Gletscher floß – wie Rückzugsstaffeln bekunden – ein Seitenlappen von Vagney durch die alte Talung des unteren Bouchot.

S. 409, 6. letzte Z.: Die Massive von Valdoie-Chagey W von Belfort waren während der Eiszeit nicht vergletschert.

S. 422: Neben den *rißzeitlichen Grundmoränen-Vorkommen* von *Öflingen* (C. Schmidt, 1892; M. Pfannenstiel, 1969; H. Leser, 1979a, 1981) konnte Leser (1980) ein weiteres in *Hasel* im Wehratal feststellen. Den rißzeitlichen Wehra-Gletscher sieht Leser auf die Talfurchen beschränkt. Die Dinkelberg-Hochfläche wäre von ihm – trotz der von Pfannenstiel & Rahm (1964) dort verschiedentlich festgestellten Geschiebestreu und der Menhire von Dossenbach – nicht mehr vom Eis überfahren gewesen. Allenfalls ist die deutlichere Moränendecke der Täler auf die länger wirksame Überfahrung, auf eine Spätriß-Phase, zurückzuführen oder ob die Dinkelberg-Geschiebestreu gar viel älter ist und noch aus der Zeit vor dem Niederbrechen dieser Scholle, aus der Zeit der Wanderblock-Formation stammt?
Im Raum SW von Todtmoos-Au (S-Schwarzwald) konnte Leser (1979b) die Endlage des würmzeitlichen Wehra-Gletschers – trotz des aus Raumgründen Fehlens einer Stirnmoräne – aufgrund von poliertem Fels mit Sichelmarken und einer darüber gelegenen Eisrandterrasse festlegen.

S. 424, Z. 10: Hinsichtlich der Reichweite des rißzeitlichen Schwarzwald-Eises gegen E gehen die Ansichten noch immer auseinander, wenn sich auch eine Annäherung der Standpunkte anbahnt (Schreiner, A., & Münzing, K., 1979; G. Rahm, 1981b).

S. 425f.: Die Ablenkung der Wutach–Aitrach aus ihrem angestammten Lauf zur Donau ist früher meist als «Enthauptung» der trägen Feldberg-Donau durch «rückschreitende Erosion» der Rhein-Wutach gedeutet worden (F. SCHALCH, 1908; G. WAGNER, 1929). Schotteranalysen ließen L. ERB (1937) das Ereignis ins Würm-Maximum verlegen, während es TH. BURI (1938) und N. THÉOBALD (1949) noch ins Riß/Würm-Interglazial, spätestens in die beginnende Würm-Eiszeit stellten.

Ein Quellmulden-Vergleich hat G. RAHM (1961) dazu geführt, daß der Mühlbach als Hauptquellast der Rhein-Wutach fungierte und die Wutach N von Grimmelshofen nur ein Seitenbach mit geringerer Erosionskraft gewesen sein kann, so daß eine «Ablenkung» der Wutach-Aitrach eher im Bereich der großen Quellmulde, in der alten Aare–Donau-Talung bei Zollhaus, hätte stattfinden sollen. Nach RAHM und M. PFANNENSTIEL & RAHM (1963) endete der rißzeitliche Wutach-Gletscher aufgrund randlicher Schotter (F. SCHALCH, 1908) am Stoberg, 3 km E von Blumberg. Zugleich floß Eis von Achdorf zwischen Blumegg und Buchberg und von Blumberg über den Sattel E des Buchberges ins Mühlbachtal gegen Grimmelshofen und erniedrigte diese Wasserscheiden.

Das weite, heute über 170 m tiefe Becken von Achdorf ist aber kaum das Werk rein fluvialer hoch- und spätwürmzeitlicher sowie holozäner Ausräumung, schon gar nicht jene des von N und E mündenden Krotten- und Schleifenbächles; dies ergäbe viel zu hohe Erosionsbeträge von 1 cm/Jahr (!). Vielmehr war daran bereits über Blumberg vorgestoßenes, kolkendes Eis beteiligt.

Schon nach mittelwürmzeitlichen Vorstößen dürften bei Seeausbrüchen im Raum von Neustadt–Haslach-Mündung die Schotter von Reiselfingen–Bachheim geschüttet worden sein. Diese reichen in der alten Wutach–Aitrach-Talung weit über Blumberg hinaus; SCHALCH hat darin Mammut und wollhaariges Nashorn gefunden. Mit der immer höheren Aufschotterung fanden offenbar die Schmelzwässer von Achdorf ihren Weg gegen S durch eine bereits präexistente, aber wohl verfüllte Schmelzwasserrinne gegen S zur Rhein-Wutach (A. PENCK, 1899; RAHM, 1961). Auch bei hochwürmzeitlichen Ständen dürften sich solch katastrophale Seeausbrüche wiederholt haben. Mit ihrem mitgeführten Gesteinsschutt führten sie zu weiterer Ausräumung des Achdorfer Beckens sowie zur Eintiefung der wohl tektonisch vorgezeichneten Schluchtabschnitte oberhalb, zur Ausräumung jener unterhalb Achdorf sowie zur Ablagerung des Schuttgutes in der «Schaffhauser»-Terrasse im untersten Wutach-Tal (ERB, 1937).

Mit PENCK und RAHM fand damit bei Achdorf nicht eine Anzapfung der Wutach, sondern ein auf glaziale Ausräumung und katastrophale Seeausbrüche zurückzuführender Überlauf statt. Die im Aitrach-Tal unterhalb der Mündung des Hondinger Tales sich einstellenden 7 m mächtigen Kalkschotter über den kristallinreichen Schwarzwald-Schottern (ERB, 1948) sind wohl mittel- und hochwürmzeitlich.

S. 430ff.: BURI, TH. (1983): Ein Jahrhundert Glazialforschung im Schwarzwald – Z. Glkde., *26.*

LESER, H. (1979a): 8313 Wehr – Geomorph. K. BR Deutschland 1:25000 – GMK 25, Bl. 4, m. Erl.-Berlin.

– (1979b): Sedimente der Würm-Vereisung im Wehratal bei Todtmoos-Au im Südschwarzwald – Ber. NG, Freiburg i. Br., *69.*

– (1980): Zum Problem rißzeitlicher Sedimente im Wehra-Tal (Südschwarzwald) – Oberrhein. g Abh., *29.*

– (1981a): Eine rißzeitliche Grundmoränenablagerung in Öflingen-Brennet im Wehratal (Südschwarzwald) – Jh. GLA Baden-Württ., *23.*

– (1981b): Ein randglaziales Sediment aus der Rißkaltzeit bei Wehr (Südschwarzwald) – E+G, *31.*

LIEHL, E. (1981): Der Schwarzwald in der letzten Eiszeit – Ein wissenschaftlicher Rückblick – In: LIEHL, E., & SICK, W. D.: Der Schwarzwald – Beiträge zur Landeskunde – Veröff. Alem. Freiburg i. Br., *47.*

– (1982): In LIEHL, E. et al.: Der Feldberg im Schwarzwald – Subalpine Insel im Mittelgebirge – Natur-Landschaftschutzgeb. Baden-Württemb., 12 – Karlsruhe.

Anstelle von Pfannenstiel & Rahm (1963): Pfannenstiel, M. & Rahm, G. (1963): Die Vergletscherung des Wutachtales während der Rißeiszeit – Ber. NG Freiburg i. Br., *53*.

Pfannenstiel, M., & Rahm, G. (1964): Die Vergletscherung des Wehratales und der Wiesetäler während der Rißeiszeit – Ber. NG Freiburg i. Br., *54*.

Rahm, G. (1981 a): Die ältere Vereisung des Schwarzwaldes und der angrenzenden Gebiete – In: Liehl, E. & Sick, W. D.: Der Schwarzwald – Beiträge zur Landeskunde – Veröff. Alem. Freiburg i. Br., *47*.

– (1981 b): Die rißzeitliche Vergletscherung des Südostschwarzwaldes und der westlichen Schwäbischen Alb (Baden-Württemberg) – (Antwort an Schreiner & Münzing) – Jh. GLA Baden-Württemb., *23*.

Schreiner, A. (1979): Zur rißeiszeitlichen Vergletscherung des Südostschwarzwaldes und der westlichen Schwäbischen Alb (Baden-Württemberg) – Unt. Mitarb. v. K. Münzing – Jh. GLA Baden-Württemb., *21*.

S. 432, 3. u. 7. Z.: G. Rahm, 1981 a; letzter Abschnitt, 2. Zeile: Rahm, 1981 a, b.

S. 432: Fig. 212 und 6. Z.: Eine ähnliche Verformung wie bei Schwenningen konnte W. Fischer (1979) auch S von Hüfingen beobachten.

S. 433: Fig. 213: Arietenkalk-(*nicht* Muschelkalk-)Erratiker, der aus dem benachbarten Acker stammt.

Daß die *Eschach* aus dem E-Schwarzwald einst S von Rottweil Prim-aufwärts über Spaichingen, die heutige Wasserscheide im Dürbheimer Moor zur Donau entwässerte, wird schon von G. Wagner (1960, 1961, 1963) dargetan. Dieser Lauf wurde von ihm noch ins Altpleistozän gestellt. M. Mader (1978) setzt ihre Ablenkung zum Neckar frühestens ins Mindel/Riß-Interglazial; doch wäre sie in der Riß-Eiszeit bereits erfolgt. Die Wasserscheide im Dürbheimer Moor lag damals um 640 m (E. Villinger, 1973), so daß die als Eschach-Schotter gedeuteten, isolierten Vorkommen am Denkinger Hohenberg (A. Schreiner & K. Münzing, 1979) um 30–40 m zu hoch liegen würden.

S. 435, Fig. 215: Legenden-Ziffern sind vertauscht:
2 = Doggerstufe von Gosheim-Deilingen
3 = Trockentäler auf der Alb-Hochfläche, unterbrochen ohne, durchgezogen mit Talkanten
4 = Schmelzwasserabflüsse
5 = Ausdehnung der würmzeitlichen Vergletscherung
6 = Kar-Nischen

S. 437: Fischer, W. (1979): Eiszeitliche Bodenfrostrukturen und Stauchungen aus dem unteren Mittelkeuper der Baar bei Donaueschingen – Aufschluß, *30* – Heidelberg.

Mader, M. (1978): Die Flußgeschichte des Neckars und das Wandern des Albtraufs – Veröff. Naturschutz Landschaftspflege Baden-Württemb., *47/48* – Karlsruhe.

Rahm, G. (1981 a): Die ältere Vereisung des Schwarzwaldes und der angrenzenden Gebiete – In: Liehl, E., & Sick, W. D.: Der Schwarzwald – Beiträge zur Landeskunde – Veröff. Alem. Inst. Freiburg i. Br., *47*.

Rahm, G. (1981): Die rißzeitliche Vergletscherung des Südschwarzwaldes, der Baar und der westlichen Schwäbischen Alb (Baden-Württemberg) – Jh. GLA Baden-Württemberg, *23* – Freiburg i. Br.

– (1981 b): Die rißzeitliche Vergletscherung des Südostschwarzwaldes und der westlichen Schwäbischen Alb (Baden-Württemberg) (Antwort an Schreiner & Münzing) – Jh. GLA Baden-Württemb., *23*.

Schreiner, A. (1979): Zur rißeiszeitlichen Vergletscherung des Südostschwarzwaldes und der westlichen Schwäbischen Alb (Baden-Württemberg) – Unter Mitarb. v. K. Münzing – Jh. GLA Baden-Württemb., *21*.

Schreiner, A., & Münzing, K. (1979): Zur rißeiszeitlichen Vergletscherung des Südostschwarzwaldes und der westlichen Schwäbischen Alb (Baden-Württemberg) – Jh. GLA Baden-Württemberg, *21* – Freiburg i. Br.

Villinger, E. (1973): Ergebnisse der geologischen Rohrgraben-Aufnahmen beim Ausbau der Bodensee-Wasserversorgung im Gebiet zwischen Bodensee und Neckar (SW-Deutschland) – Jh. GLA Baden-Württemb., NF, *15*.

Wagner, G. (1960): Einführung in die Erd- und Landschaftsgeschichte – 3. Aufl. – Öhringen.

– (1961): Zur Flußgeschichte von oberer Donau und unterem Neckar – Jber. Mitt. oberrh. g Ver., NF, *43*.

– (1963): Danubische und rheinische Abtragung im Neckar- und Tauberland – Ber. dt. Landeskde., *31*.

S. 442: Jerz, H., & Schwerd, K. (1983): Quartär und Molasse westlich von Kempten (Exkursion B am 5. April 1983) – Jber. Mitt. oberrhein. g Ver., NF, *65*.

S. 21f.: In der NE-Schweiz hat E. Müller (1982) im Zusammenhang mit einer systematischen Grundwasser-Untersuchung anhand einsetzender, von Moränen bedeckter Schotterfluren versucht, die jüngeren *Vorstoß-Phasen* des *Bodensee-* und des *Linth/Rhein-Gletschers* nachzuzeichnen. Wie beim Abschmelzen nahmen die Gletscher schon beim Aufbau bestimmte Randlagen ein. Müller unterschied beim Bodensee-Rhein-Gletscher nach dem Stand in der Obersee-Hohlform einen Vorstoß bis über Stein am Rhein bzw. bis Andelfingen, dann ein Abschmelzen um rund 20 km bis zur Insel Reichenau, darnach einen schrittweisen Vorstoß in den Untersee mit geringen Abschmelz-Intervallen und bis zum Maximalstand, erneut einige Vorstoßstände. Leider ist jedoch eine fundierte Sukzession einzelner Stände rein lithostratigraphisch nicht möglich.

S. 38ff.: Die rückläufige Entwässerung der *Nußbaumer Seen,* des *Seetales,* mit Seetonen, Grundmoräne mit aufgearbeiteten Seetonen und Ittinger Schottern mit Moränen-Einlagerungen bekunden mit dem Zurückweichen der Molasse das sukzessive Eindringen einer Eiszunge des Thurtal-Armes des Bodensee-Rhein-Gletschers in ein bereits präwürmzeitliches Tal. Dabei haben Schmelzwässer Schotter geschüttet, die im Seetal vom weiter vordringenden Eis überfahren und teils wieder ausgeräumt worden sind. Um Iselisberg–Ittingen haben sich im frühesten Spätwürm mehrere Sackungen in den Ittinger Schottern ereignet.
Im Gebiet der *Nußbaumer Seen* (434 m) hat M. Rösch (1983) 10 Pollenprofile untersucht, mit ^{14}C-Daten, Laacher Bimstuff und Besiedlungsgeschichte datiert und durch Großreste, Sauerstoff-Isotope und geochemische Parameter ergänzt.
Im waldfreien Spätglazial entstanden die 3 Seen aus einem größeren Eisstausee durch Spiegelabfall um 5 m als Folge eines rückläufigen Abflusses ins Thurtal kurz vor der Zwergbirken-Phase. Bis ins Präboreal sank der Spiegel unter den heutigen, erreichte im späten Atlantikum und frühen Subboreal, in den neolithischen Kulturphasen, seinen Tiefstand und stieg bis ins frühe Mittelalter bis auf 2 m über den heutigen an.
Bölling- und Alleröd-Interstadial sowie die trennenden Stadiale, Ältere und Jüngere Dryaszeit, verraten einen geringen Bewaldungsgrad und eine spärliche Vegetation. Die Wiederbewaldung vollzog sich über eine Zwergbirken- und eine Wacholder-Sanddorn-Strauchphase, die um 12700 v. h. von lichten Birken-Wäldern abgelöst wurde. Kurz nach der Älteren Dryaszeit wanderte die Föhre ein. Die Birken-Vorstöße des Alleröd – der 2. ist mit dem Laacher Bimstuff verknüpft (um 11000 v. h.) – sind auf verminderte Ablagerung von *Pinus*-Pollen zurückzuführen. Der Klima-Rückschlag der Jüngeren Dryaszeit war zwar länger, aber in den Auswirkungen auf die Vegetation weniger gravierend.
Der Beginn des Präboreals (um 10200 v. h.) wird durch eine Birken-Ausbreitung eingeleitet. Dann wanderten wärmeliebende Gehölze ein: Hasel, Ulme, Eiche, Erle, Ahorn, Linde und Esche sowie seltenere Holzarten. Im Boreal und frühen Atlantikum (9600–7800 v. h.) überwiegt die Hasel. Das Klima war wärmer als heute, was – neben Efeu, Mistel und *Najas marina* – ab 9000 v. h. lichte Wälder mit Eichen, Ulmen, Linden, Ahorn und mit Hasel im Unterholz und am Ufer belegen. Um 8500 und um 7300 v. h. vollzog sich mit der Ausbreitung von Esche bzw. Erle und dem Rückgang der Hasel ein Wandel der Bestände. Dieser geht mit einem Klima-Rückschlag einher. Um 7300 v. h. erschien die Buche; bis zu ihrer Ausbreitung verging noch ein Jahrtausend. Damit ist ein säkularer Klimasturz verknüpft, der die wärmezeitlichen Temperaturen auf die heutigen absinken ließ.

Ab 5300 v. h. wurden die Wälder, vorherrschend Buche mit Eiche, Ulme, Linde, Esche und Ahorn, durch neolithische Rodungen beeinträchtigt. Danach konnten sich Ulme und Linde nicht mehr erholen. Außer Rodungen sind Kulturphasen durch Kulturpflanzen und ihre Begleiter nachgewiesen; eine weniger deutliche, spätneolithische Phase zeichnet sich von 4300–3700 v. h. Beide zeichnen sich durch eine Zunahme der Hasel aus. Bis 2800 v. h., vermochten sich die Buchen-Wälder wieder zu schließen, wenn auch ein menschlicher Einfluß nie mehr abbrach; zu Beginn der Eisenzeit wurden sie weitgehend vernichtet.
Die Römerzeit ist durch das Auftreten von Roggen, Nußbaum, Kastanie und Weinrebe sowie verstärkte Waldweiden mit Eichen und Wacholder gekennzeichnet. Erstmals sind Blei-Konzentrationen im Sediment merklich erhöht. Ab 300 n. Chr. bringt ein Klima-Rückschlag eine Vernässung und eine zunehmende Entvölkerung, so daß sich wieder natürliche Waldgesellschaften ausbilden konnten. Zugleich breitete sich die Hainbuche aus. Mittelalterliche Rodungen ab 700 n. Chr. schufen Gegebenheiten, die an jene des Spätglazials erinnern: durch Bodenerosion wurden die Seesedimente als Folge der entwaldeten Landschaft tonig. Die Restbestände waren licht; nur Föhren, Eichen und Wacholder, später auch Fichten, konnten sich behaupten und ausbreiten. Kulturzeiger-, Getreide- und vorab der durch Einweichen von Hanfpflanzen im See angereicherte *Humulus/Cannabis*-Pollen nahmen zu. Ab 1800 folgten die Aufgabe von Waldweide und des Hanf-Anbaues, eine Restauration der Waldrelikte und eine intensive Entwicklung der Landwirtschaft. Damit einher geht die Zunahme der Verlandungsraten in den Seebecken aufs 20- und eine Erhöhung der Blei-Konzentration aufs 16fache.

S. 40 und 42: Die isolierten prähochwürmzeitlichen Schotterrelikte: NW von Hagenwil, um Hohentannen, Holenstein-Felsenholz und Bischofsberg unterscheiden sich in ihrem kristallinarmen Geröllinhalt nur wenig, wohl aber in der Auflagerungshöhe, der Schüttungsart, der Matrix und in der Zementierung. Die eisüberprägten Schotter des *Bischofsberges* liegen in einem tektonisch vorgezeichneten Graben, durch den Bodensee-Rhein-Eis mehrfach von Arbon über Bischofszell gegen Wil vorstoßen konnte. In dieser zunächst von mächtiger älterer Moräne und von Seetonen angefüllten Rinne wurde die Molasse bei Gottshaus-Wilen erst auf 416 m Höhe erbohrt (E. Müller, mdl. Mitt.). Bei den um Bischofszell stirnenden Vorstoßständen – um Erlen, W von Bischofszell und im Becken von Oberbüren – sind zwischen und unter den gegen WSW vorgestoßenen Lappen Schotter, Sande und siltige Lehme geschüttet worden (Müller, 1982, R. Hipp, 1982). Dabei dürfte bei der Schüttung der Schotter um *Hohentannen* der wohl ältere Schotter von *Holenstein – Felsenholz* als Eisteiler gewirkt haben. Im Hochwürm wurden längs Klüften niedergebrochene Blöcke vom Eis verfrachtet (Hipp, schr. Mitt.).

S. 68: Das Abschmelzen des Eises von Weißach- und Rotach-Lappen führte auf der NE-Seite des Sulzberges hinunter gegen Ober Reute zur Ausbildung einer Mittelmoräne, auf deren Kamm sich ein Schmelzwasserrinnsal eingetieft hat (J. H. Ziegler in Th. Vollmayr & Ziegler, 1976 K, in H. Jerz & Ziegler, 1983).

S. 99f.: Für die Deutung der tektonischen Anlage und der glazigenen Ausräumung des Alpenrheintales sind vorab Tiefbohrungen von Bedeutung. Die Spülbohrung *Hohenems* (410 m) hat erst 10 m Torf, dann 5,6 m Rhein-Schotter, 7,8 m Seetone und von 26–37,5 m abermals Rheinschotter und dann bis 584 m Tiefe blau-graue Tone durchfahren; von 161–167 m waren diese stark sandig, von 196–198 m ebenfalls und enthielten einen Holzrest; von 208–236 m waren sie erneut sandig und lieferten um 235 m einen weiteren Holzrest (K. Grabher, schr. Mitt.). Bis zum anstehenden oberkretazischen Vorarlberger Flysch

in 592 m folgten noch 4 m? Moräne und 5 m Feinkies (R. Oberhauser, 1983). Anderseits stand das Riß-Eis auf der Weißenfluh-Alp ESE von Dornbirn auf mindestens 1370 m, was Erratiker von Reiselsberger Sandstein und Grundmoräne belegen (Oberhauser, 1982). In einer weiteren Bohrung NW von Hohenems hat P. Starck (mdl. Mitt.) in 15,8 m Tiefe noch 20 cm Grundmoräne mit Amphibolit und gekritzten kalkalpinen Geschieben erbohrt. Im Bergsturzgebiet von *Sennwald* verblieben zwei Bohrungen nach 35 bzw. 36 m Bergsturzgut in 70 bzw. 80 m Tiefe in Seeboden-Ablagerungen (Dr. M. Kobel, schr. Mitt.).

S. 120ff.: Bertle, H., Fuchs, G., Loacker, H., & Pirkl, H. (1980 K): 169 Partenen – GK Rep. Österreich 1:25000 – GBA, Wien.

Eugster, H., et al. (1982 K): Blatt 1115 Säntis – GAS – SGK.

Graaff, L. W. S., de, & Rupke, J. (1979): De glaciale en fluviatiele ontwikkeling van het Bregenzerwald (Vorarlberg, Oostenrijk) aan het einde van de laatste ijstijd – K. N. A. G. Ggr. T., *13*/4 – Amsterdam.

Herrmann, P., & Schwerd, K. (1983 K): 82 Bregenz – GK Rep. Österreich 1:25000 m. Erl. – GBA Wien.

Hipp, R. (1982): Der Stand Bischofszell, eine Eisrandlage des würmzeitlichen Bodensee-Rheingletschers – In: Gamper, M., ed.: Beiträge zur Quartärforschung in der Schweiz – Phys. Ggr. U. Zürich, *1.*

Jerz, H., & Ziegler, J. H. (1983): Quartär und Molasse im voralpinen Westallgäu (Exkursion F am 8. April 1983) – Jber. Mitt. oberrhein. g Ver., NF, *65.*

Keller, O. (1981): Zur Glazialmorphologie der Region St. Gallen: Die eiszeitliche Ausgestaltung der Landschaft – Ber. Tätigk. st. gall. natw. Ges. (1973–81), *81.*

– (1982): Eisstromnetz und Schneegrenzen des Bodensee-Rheingletschers im Würm-Hochglazial – In: Suter, J., ed.: Kurzfassungen der Vorträge – Hauptvers. DEUQUA Zürich – Phys. Ggr. U. Zürich, *5.*

Keller, O., & Krayss, E. (1980): Die letzte Vorlandvereisung in der Nordostschweiz und im Bodensee-Raum (Stadialer Komplex Würm – Stein am Rhein) – Ecl., *73*/3.

– , & – (1982a): Methoden zur Rekonstruktion eiszeitlicher Vorland- und Talgletscher – In: Gamper, M., ed.: Beiträge zur Quartärforschung in der Schweiz – Phys. Ggr. U. Zürich, *1.*

Krasser, L. (1940): Die diluviale Ausgestaltung des alpinen Oberrheintales – Jber. Mitt. oberrh. g Ver., NF, *23.*

– (1947): Das Verhalten von Fern- und Eigenvergletscherung zwischen Hübersach und Weißbach im Vorderen Bregenzer Wald – Vh. GBA, *1945* – Wien.

Krayss, E. (1982): Zur Bodensee-Vorlandvereisung im Würm-Hochglazial – In: Suter, J., ed.: Kurzfassungen der Vorträge Hauptvers. DEUQUA, Zürich – Phys. Ggr. U. Zürich, *5.*

– , & Keller, O. (1982): Zur Paläogeographie der Tößrinne im Würm-Hochglazial – In: Gamper, M., ed.: Beiträge zur Quartärforschung in der Schweiz – Phys. Ggr. U. Zürich, *1.*

– , & – (1983): Die Bodensee-Vorlandvereisung während des Würm-Hochglazials – Schrr. Ver. Gesch. Bodensees, *101.*

Müller, E. (1982): Eisaufbauprozeß des würmeiszeitlichen Rheingletschers in der Ostschweiz – In: Gamper, M., ed.: Beiträge zur Quartärforschung in der Schweiz – Phys. Ggr. U. Zürich, *1.*

Oberhauser, R. (1982): 110 St. Gallen Süd, 111 Dornbirn Süd – GK Rep. Österreich, 1:25000 – GBA, Wien.

– (1983): Zur geologischen Eigenart – Heimatbuch von Hohenems, *3.*

Rösch, M. (1983): Geschichte der Nußbaumer Seen (Kt. Thurgau) und ihrer Umgebung seit dem Ausgang der letzten Eiszeit aufgrund quartärbotanischer, stratigraphischer und sedimentologischer Untersuchungen – Mitt. thurg. NG, *44.*

Vollmayr, Th., & Ziegler, J. H. (1976 K): Bl. Nr. 8425 Weiler i. Allgäu – GK Bayern 1:25000, m. Erl. – Bayer. GLA, München.

S. 131, letzte Z.: N von Bäretswil ist beim Bau einer Quartierstraße unter der Moränendecke Schieferkohle mit *Picea*-Zapfen angeschnitten worden.

S. 133ff.: Auf der *S-Seite des Buechberg* unterteilen 2 gegen N ansteigende Diskordanzflächen, die eine bis 2 m mächtige Moränenlage begrenzen, die Schotterablagerungen von Bachtellen. Aufgrund der Zuordnung *Abies*-reicher Pollenabfolgen in den von mächtigen Seetonen unterteuften Schieferkohlen im Liegenden der tieferen Schotterschüttung möchte M. Welten (1982) diese mit von ihm mit der Holstein-Warmzeit verglichenen tieferen Abschnitten seiner Meikirch-Profile vergleichen. Die Schotter darüber und die bis 2 m mächtige Moräne, welche die höchsten Schotter abtrennen, wären dann rißzeitlich; die höchsten Schotter und die sie bedeckende mächtige Moräne werden noch immer in die

Würmzeit-Eiszeit gestellt. In Bachtellen-Querschnitt würden am Buechberg Riß/Würm-interglaziale und frühwürmzeitliche Abschnitte fehlen.

S. 144ff.: In den Randbereichen des miozänen Hörnli-Schuttfächers haben E. Krayss & O. Keller (1982) die verschiedentlich revisionsbedürftigen würmzeitlichen Hochstände der NE-Schweiz aufgrund zahlreicher Fakten zu Isohypsen-Bildern der Eisoberflächen zusammengefügt. Im höchsten, mittel(?)würmzeitlichen Eisstand – zur Zeit der Schüttung der Guntmadinger Terrasse – haben sich Bodensee- und Linth/Rhein-Gletscher zwischen Schlatt und Brütten, SE bzw. SW von Winterthur, vereinigt; zugleich sind aus dem Kämpttal durch tektonisch vorgezeichnete Quertäler Eiszungen ins Töß tal eingedrungen, haben sich dort bis zur trennenden Mittelmoräne Wildberg–Turbenthal zu einem zusammenhängenden Lappen vereinigt und oberhalb von Saland sowie in den rechtsseitigen Nebentälern Stauseen abgedämmt. Diese sind beim ersten Abschmelzen durchgebrochen. Dabei und mit der Tieferlegung der Erosionsbasis haben die rasch sich entleerenden Stauseen, zusammen mit Schmelzwässern, wohl wiederholt zur Ausräumung des Töß tales beigetragen. Erst darnach, zur Zeit der Schüttung der Munot/Fulach-Terrasse, hat sich der jüngere, «klassische» Hochwürm-Stand mit seinen markanteren Seitenmoränen eingestellt.

S. 156, Z. 10: Im *tiefsten Zürichsee*, 10 km S von Zürich, wurden bis auf den Molassegrund *154,4 m quartäre Sedimente* durchbohrt, zunächst 16,8 m Kiese und Sande, wohl Schmelzwasser-Bildungen, dann 98,6 m feinkörnige eisrandnahe und glaziale Ablagerungen: deformierter subglazialer Seeschlamm mit 4 basalen Moränen-Einlagerungen. Das Fehlen interglazialer Sedimente und die starke Verformung der Schichten verunmöglichen eine präzise Alterszuordnung. Über der obersten Moräne in 80,6 m wurden während der letzten Öffnung des Seebeckens, nach G. Lister (1983) vor 17500—17000 Jahren, 50 m Seeschlamm abgelagert, verfaltet, an Brüchen versetzt und gekippt. Darüber folgen bis 30,4 m Tiefe spät- und postglaziale Sedimente: zyklisch abgelagerter Schlamm, laminierte Karbonate und Mergel sowie Diatomeen-Jahresschichten. Die Sedimentationsrate erreichte nach dem Eisabbau bis 110 und fiel dann bis auf 0,4 mm/Jahr ab.
Das Fehlen grober subaquatischer Schmelzwasser-Sedimente, welche feinkörnige Gletschersee-Ablagerungen von liegender Grundmoräne trennen, deutet im untersten Seebecken auf langsames Abschmelzen und vom Grund sich abhebendes Eis hin.
Für die *Klima-Geschichte* untersuchte C. Sidler (schr. Mitt.) die Bohrung palynologisch von 6,8 bis 137 m. Bis 27,8 m betragen die Baumpollen bis 95 %; dann steigen die Nichtbaumpollen sprunghaft bis 83 % an. Spitzen stellen sich bei 132 m (27 %), 86 m (22 %), 62 m (17 %) und bei 47 m (13 %) ein.
Die *Pinus*-Kurve verläuft um 20 %, zeigt Gipfel bei 64,8 m (39 %) und 45,5 m (42 %); von 27,8 m an schwankt sie stark und steigt bis 7,3 m sanft an. *Picea* bewegt sich um 40 % mit Gipfeln bei 104,5 m (67 %), 74,6 m (51 %), 52,5 m (52 %) und 37,4 m (41 %). Bei 27,8 m fällt sie ab und verschwindet bei 7,7 m. *Abies* hält sich um 12 % mit Gipfeln bei 102 m (18 %), 74,6 m (13 %), 52,5 m (19 %) und 40,8 m (20 %); bei 27,8 m fällt sie ab und nach einer Spitze bei 8 m (15 %) gar aus. Die *Nadelhölzer* zeigen damit bei einer Frequenz um 75 % Spitzen mit *Picea* und *Abies*.
Die *Laubhölzer – Tilia, Ulmus, Carpinus, Quercus, Fraxinus, Juglans, Acer* und *Populus*, vorab *Corylus* und *Alnus* – halten sich um 8–10 % mit Spitzen bei 134 m (18 %), 121 m (15 %), 86 und 65 m (21 %), 25 m (32 %) und 8 m (24 %) mit *Quercus* und *Fagus*.
Die *Sträucher, Betula (nana?), Salix, Hippophaë* und *Juniperus*, bewegen sich um 1–2 %. Die Spitzen fallen mit denen der Kräuter zusammen, jene in 7,3 m mit 25 % *Hippophaë*.

Die präquartären Palynomorphen (Karbon-Neogen) schwanken um 3 % mit Spitzen in 118 m und 95 m (6 %), 65 m (7 %) und 18 m (14 %); dann fallen sie ab und bei 7,3 m aus. Bei den *Nichtbaumpollen* fällt – neben dem jeweiligen Erscheinen von *Ephedra* – auf, daß Cyperaceen stets in den NBP-Gipfeln auftreten. Auch jene der Gramineen, Chenopodiaceen, von *Artemisia, Helianthemum,* Compositen und Caryophyllaceen stimmen überein. Vegetationsgeschichtlich scheinen Kräuter und Sträucher die *autochthone Vegetation* widerzuspiegeln, während die Nadel- und Laubhölzer wie die präquartären Palynomorphen – mindestens teilweise – auf pleistozäne Aufarbeitung hindeuten. Diese kann mit Sedimentschüben zusammenhängen, so daß die Gesamtabfolge einen Wechsel zwischen Intensität der Sedimentschübe und autochthoner Vegetation ausdrücken würde.
Zwischen 137 und 27,8 m sind die NBP-Werte wohl autochthon. Ob ihre Spitzen eigentliche Kühlphasen, Stadiale, oder nur kühlere Abschnitte bekunden? Sicher datierbar ist wohl nur der Abschnitt zwischen 27,8 und 6,8 m; in ihm wird zugleich die Sedimentation feiner; Warwen-Lamination setzt ein, und unter den Nadelhölzern tritt nur noch *Pinus* weiter auf. Auch die präquartären Formen gehen zurück, fallen aber noch nicht aus. Die Kräuter und Sträucher steigen an, unterliegen aber starken Schwankungen. Diese Abfolge ist als kalte Steppenvegetation zu deuten, die bis zum Abschmelzen des Eises anhält.

S. 157: Pollen, Samen und Hölzer ufernaher Zürichsee-Sedimente erlauben die Umwelt des urgeschichtlichen Menschen nachzuzeichnen (A. Heitz, S. Jacomet & H. Zoller, 1981). Im *Neolithikum* bedeckten Eichenmischwälder mit Buchen die Gegend des unteren Sees. Auf feuchten Böden kamen Weißtannen hoch. Sonnige, unterholzreiche Laubwälder dienten als Weiden und ließen Äpfel, Himbeeren, Brombeeren, Erdbeeren, Schlehen, Holunder, Haselnüsse und Eicheln sammeln. An Kulturpflanzen wurden Einkorn – *Triticum monococcum,* Emmer – *T. dicoccon,* Saat-Weizen – *T. aestivum* und mehrere Gersten-Sorten – *Hordeum vulgare,* Flachs – *Linum usitatissimum,* Schlafmohn – *Papaver somniferum* und Erbse – *Pisum sativum* angebaut. Die Felder waren klein; die nachgewiesenen Unkräuter sind Pflanzen natürlicher Lichtungen; Kornblume und Kornrade erscheinen nur sporadisch. In der *Spätbronzezeit* herrschten straucharme Buchenwälder vor. Erst jetzt zeichnen sich in den Pollen-Diagrammen größere Rodungen ab. An Kulturpflanzen treten Dinkel – *Triticum spelta,* Rispenhirse – *Panicum miliaceum,* Kolbenhirse – *Setaria italica,* Grüne Borstenhirse – *S. viridis,* Saubohne – *Vicia faba* – und Linse – *Lens culinaris* – hinzu.
An den Ufern scheinen bis ins ausgehende Neolithikum weder Schilfgürtel, noch Steifseggen-Riede existiert zu haben; erst in der Schnurkeramik- und in der Spätbronzezeit haben sich Anzeichen eingestellt.

S. 157f.: Früher als Pfahlbauten bezeichnete neolithische und bronzezeitliche Seeufer-Siedlungen lassen anhand ihrer Gehhorizonte im Jüngeren Atlantikum und im Subboreal erhebliche Spiegelschwankungen erkennen. Mit der dendrochronologischen Fixierung der Besiedlungszeit ist auch ihre zeitliche Einordnung möglich.
Als Sammelbecken größerer Einzugsgebiete vermögen Mittelland-Seen das Klima im Hinterland oft besser widerzuspiegeln als einzelne Gletscher. Vom Neuenburger-, Bieler-, Murten-, Zürich- und Bodensee konnte M. Joos (1982a, b) Schwankungskurven skizzieren, wobei sich Unterschiede und Gemeinsamkeiten in Rhythmus und Intensität abzeichnen.
Aufgrund geologischer, archäologischer und geschichtlicher Daten hat C. Schindler (1981) versucht, die Spiegelschwankungen des Zürichsees seit dessen Bildung vor rund 17000 Jahren nachzuzeichnen. Da sich kurzfristige Schwankungen kaum zu erkennen geben, verlief das tatsächliche Geschehen noch differenzierter.

Im Gegensatz zu den jährlichen Schwankungen von 1,5, seltener bis 3 oder gar über 4 m, waren die neolithischen und bronzezeitlichen Amplituden von Greifen- und Pfäffiker See wegen ihrer beschränkten Einzugsgebiete weit geringer. H. ZIMMERMANN (1966) schloß für die Profile von Fällanden-Spitz auf Anlagen seewärts des Schilfgürtels.

S. 169, 19. Z.: Corylus nicht *Carylus*.

S. 171: Die Aushubarbeiten für den Erweiterungsbau des *Zürcher Opernhauses* führten zur Entdeckung einer weiteren *neolithischen* und *bronzezeitlichen Siedlungsstelle* im unteren Zürichsee-Becken (M. HÖHNEISEN, 1982). Die topographische Lage der Siedlungsüberreste zeigt auf, daß die übereinanderliegenden Dörfer – sie entstanden zwischen 4000 und 1000 v. Chr. – auf einer ehemaligen Halbinsel oder Insel gestanden haben.
Spätbronzezeitliche Siedlungsreste sind nur in Randlage gefunden worden; der zentrale Bereich ist später wegerodiert worden. Anhand der Jahrring-Chronologie konnten bis anhin Bauphasen aus dem 10. Jahrhundert v. Chr. belegt werden.
Unter dem 10×20 m großen frühbronzezeitlichen Prügelboden, bei dem es sich um eine ebenerdige Konstruktion noch unbekannter Funktion handelt, lagen wenig ältere Schwellbalken-Konstruktionen zwei sich folgender Hausbau-Phasen. An Fundgut ist neben Keramik und Bronzegeräten eine Bernsteinperle mit Goldauflage zu erwähnen. Die Jahrring-Chronologie ergab mehrere Bauphasen Mitte des 2. Jahrtausends.
Die neolithischen Kulturschichten sind zunächst weniger spektakulär. Dagegen verspricht eine Auswertung der Funde aus den Schnurkeramischen (Jahrring-Daten: 25. Jh. v. Chr.), der Horgener (etwa 3000–3200 v. Chr.), der Pfyner (um 3600 v. Chr.) und der beiden frühen Cortaillod-Schichten (Zürcher Gruppe um 4000 v. Chr.) ein klareres Bild der materiellen Kultur im Neolithikum des zentralen und östlichen Mittellandes.
Der *Üetliberg* war nach W. DRACK (schr. Mitt.) schon in der ausgehenden mittleren Bronzezeit (14./13. Jh. v. Chr.) schwach, in der Spätbronzezeit (10. Jh. v. Chr.) bereits stark besiedelt. Im 5./4. Jh. v. Chr. wurde er als keltischer Fürstensitz ausgebaut und im 2./1. Jh. v. Chr. bestand hier eines der 12 helvetischen Oppida.
W. KIMMIG (1983) skizziert die im 6./5. Jh. v. Chr. erfolgte *phokäische Kolonisation* von W-Kleinasien an die Küsten des Golfe du Lion, ihr Vordringen Rhone-aufwärts und die dadurch ausgelösten Wanderungen der Etrusker und der Kelten.
Von 15/12 v. Chr. bis ins späte 4. Jh. n. Chr. errichteten die Römer auf der Üetliberg-Kuppe in Gefahrenzeiten Wachtürme. Im späten 8. Jh. scheint die «Uotilinburgh» erbaut worden zu sein. 1025 wurde sie befestigt; zunächst waren die Freiherren von Sellenbüren, nach 1126 jene von Regensburg ihre Eigentümer; 1267 wurde die Üetliburg geschleift.

S. 179f.: Die beim *Wägitaler Gletscher* aus Akkumulations- und Ablationsgebiet sich ergebende «zu tiefe» klimatische Schneegrenze ließ die Vermutung einer zusätzlichen *Transfluenz* von Eis aus dem Tal der Richisauer Chlön, vom N-Abhang der Silberen und von der ESE-Seite der Mieseren–Wänifirst-Kette, über den *Schwialppaß* (1573 m) aufkommen. Dies wird durch die E gelegenen eisüberprägten Sättel W und E des Wannenstöckli (1827 und 1781 m) sowie die vielen schieferigen Kieselkalk- und vereinzelten Diphyoideskalk-Erratiker zwischen Sihl und linkem Zürichsee-Ufer bestätigt (HANTKE & W. RÜTTIMANN, 1983), für dessen Herkunft vorab der ESE-Rand der Druesberg-Decke in Betracht fällt. Für diesen Lieferbereich sprechen auch die ausgedehnten Sackungsmassen und die vielen Sturzblöcke zwischen Pragel- und Schwialppaß. Durch den Roßmatter Gletscher von Glärnisch, Bös Fulen, Pfannenstock und Silberen wurde das Richisauer Eis gestaut und über den Schwialppaß ins Wägital abgedrängt. Dadurch hatte das Einzugs-

gebiet des Wägitaler Gletschers vom frühwürmzeitlichen Obersee- bis zum spätwürmzeitlichen Hurden-Stadium einen Zuwachs um 12 km^2 erfahren.

S. 181ff.: Drack, W. (1982): Die ur- und frühgeschichtlichen und mittelalterlichen Denkmäler im Limmat- und Furttal – Archäologie im Grünen – In: Archäol. Schweiz, *5*/1.
– (1983): Die archäologischen Untersuchungen auf dem Üetliberg in den Jahren 1979–1982 – in Vorber.
Hantke, R. (1982): Landschaftsentwicklung am oberen Zürichsee – In: Maisch M., & Suter, J., ed.: Exkursionsführer Teil A: Ostschweiz – Hauptvers. DEUQUA, Zürich – Phys. Ggr. U. Zürich, *6*.
– & Rüttimann, W. (1983): Zeugen der Eiszeit in der Gemeinde Oberrieden (Kt. Zürich) und ihr quartärgeologischer Aussagewert – In Vorber.
Heitz, A., Jacomet, S., & Zoller, H. (1981): Vegetation, Sammelwirtschaft und Ackerbau im Zürichseegebiet zur Zeit der neolithischen und spätbronzezeitlichen Ufersiedlungen – Helv. archaeol., *45/48*.
Höhneisen, M. (1982): Zürich-Mozartstraße: Ein neuentdeckter prähistorischer Siedlungsplatz – Archäol. Schweiz, *5*/2.
Hufschmid, N. (1983): Pollenanalytische Untersuchungen zur postglazialen Vegetationsgeschichte rund um den Zürichsee anhand von anthropogen unbeeinflußten Moor- und Seesedimenten – Diss. U. Basel.
Jacomet, S. (1980): Botanische Makroreste aus den neolithischen Seeufersiedlungen des Areals «Pressehaus Ringier» in Zürich (Schweiz) – Vjschr., *125*/2.
– (1981): Neue Untersuchungen botanischer Großreste an jungsteinzeitlichen Ufersiedlungen im Gebiet der Stadt Zürich – Z. Archäol., Berlin DDR.
Joos, M. (1982a): Swiss Midland-Lakes and Climatic Changes – In: Harding, A., ed.: Climatic Changes in Later Prehistory – U. Press, Edinburgh.
– (1982b): Pegelschwankungen schweizerischer Mittellandseen und holozänes Klima – In: Suter, J., ed.: Kurzfassungen der Vorträge – Hauptvers. DEUQUA, Zürich – Phys. Ggr. U. Zürich, *5*.
Kimmig, W., (1983): Frühe Kelten in der Schweiz im Spiegel der Ausgrabungen auf dem Üetliberg – Stift. Erforsch. Üetlibergs, Zürich.
Lister, G. (1983): In: Hsü, K., & Kelts, K., eds.: Quaternary Geology of Lake Zürich – In Prep.
Schindler, C. (1981): Geologische Unterlagen zur Beurteilung archäologischer Probleme in den Seeufergebieten – Helv. archäol., *45/48*.
Schlüchter, Ch., & Welten, M. (1982): Quartärgeologischer Querschnitt vom Alpenrand (Linthebene) durchs Glattal bis zum Rhein – In: Maisch, M., & Suter, J., ed.: Exkursionsführer Teil A: Ostschweiz – Hauptvers. DEUQUA, Zürich – Phys. Ggr. U. Zürich, *6*.
Welten, M. (1981a): Gletscher und Vegetation im Lauf der letzten hundertausend Jahre. Vorläufige Mitteilung – Jb. SNG, 1978, Brig.
– (1981b): Verdrängung und Vernichtung der anspruchsvollen Gehölze am Beginn der letzten Eiszeit und die Korrelation der Frühwürm-Interstadiale in Mittel- und Nordeuropa – E + G, *31*.
– (1982): Pollenanalytische Untersuchungen im Jüngeren Quartär des nördlichen Alpenvorlandes der Schweiz – Beitr., NF *156*.
Winiger, J. (1981): Feldmeilen Vorderfeld – Der Übergang von der Pfyner zur Horgener Kultur – Antiqua *8*, Veröff. SGU, Basel.

S. 187, 199f.: Das dreistaffelige Stadium von Luchsingen des markantesten Seitengletschers des *Linth-Gletschers im Großtal,* des *Bösbächi-Gletschers,* bei dem dieser noch einen Zuschuß vom Bächifirn und von Oberblegi erhielt, endete am Talausgang bei Luchsingen auf 600, 630 und 660 m. Diese Endlagen wären in den Ostalpen den Staffeln des Steinach-Stadiums gleichzusetzen.

Das zweistaffelige Bösbächi-Stadium mit Zungenenden auf 880 und 1010 m ist mit dem Gschnitz-Stadium zu verbinden. Im Bereich der Gleichgewichtslagen bei Bösbächi-Mittelstafel um 1570 bzw. 1630 m stand das steinachzeitliche Eis um 60 m höher. Auch vom Seeblengrat hingen in beiden Stadien Eiszungen ins Bösbächital herab, die zunächst den Gletscher noch erreichten.

S. 199: In Bohrungen und in älteren Aufzeichnungen erkannte C. Schindler (1982) auf glattgeschliffenen Felsoberflächen von *Braunwald* hartgelagerte Grundmoräne eines Gletschers aus dem Eggstock–Bös Fulen–Höch Turm-Gebiet. Der aufliegende, nach Herkunft sortierte Bergsturz- und Sackungsschutt enthält Gesteine bis zum Eggstock-Grat.

Wechsellagen von grobem, durchlässigem Blockschutt und weichen, rutschempfindlichen Lehmen brachen schon in wärmeren Frühphasen der Würm-Eiszeit nieder. In diesen taute der Boden nur oberflächlich auf, was zu einer Durchnässung des Schuttgutes führte. Längs lehmig-tonigen Lagen und lokal auf wasserstauender Schieferunterlage konnte der Schutt langsam talwärts kriechen. Da im letzten Vorstoß das zufließende Lokaleis vom Linth-Gletscher gebremst wurde, konnte nur beschränkt Schutt weggeführt werden. Nach dem Abschmelzen des würmzeitlichen Eises brach erneut Sturzgut auf die wiederum talwärts gleitenden Braunwalder Schuttmassen nieder.

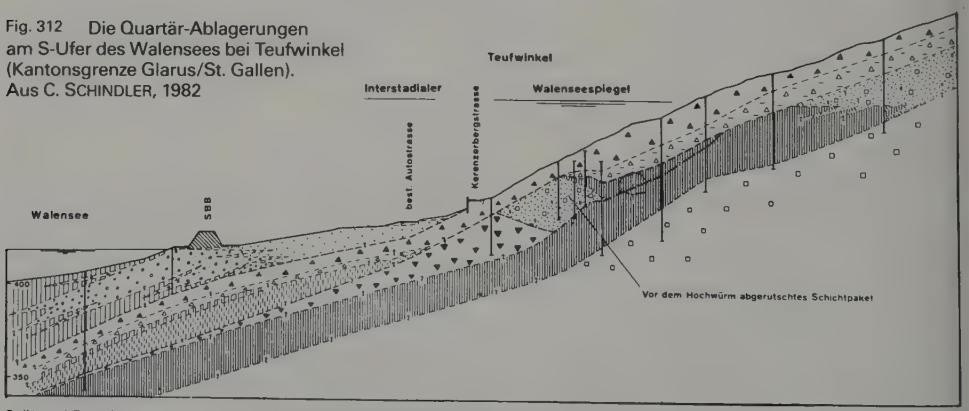
Seit 1925 durchgeführte Messungen ergaben auf Braunwald Verschiebungsbeträge von 0,6–1,1 cm/Jahr in den höhergelegenen flacheren Gebieten und 0,8–4,7, lokal und kurzfristig bis über 20 cm/Jahr, in den tieferen und steiler abfallenden.

S. 205: HANTKE, R. (1983): Bächi- und Bösbächi-Gletscher, zwei Glarner Gletscher, die sich stets unter orographisch bedingtem Lokalklima entwickelt haben – In Vorber.

SCHINDLER, C. (1982): Problemreiche Hinterlassenschaft – Geologie und Wasserverhältnisse in Braunwald – Neujahrsboten 1982 Glarner Hinterland – Linthal.

S. 206: Bohrungen und Aufschlüsse, die beim Bau der Walensee-Autobahn geschaffen worden sind, erlauben den skizzierten Befund durch ein Profil von C. SCHINDLER (1982) zu ergänzen (Fig. 312). Pollen-Untersuchungen von B. AMMANN (in SCHINDLER) ergaben 44% *Pinus,* 37% *Picea,* 17% Nichtbaumpollen mit reichlich *Hippophaë.* In den liegenden, ebenfalls verrutschten Seelehmen stieg der Nichtbaumpollen-Anteil an; *Picea* fiel zurück. Seebodenlehme und Schieferkohle erbrachten *Picea-Pinus*-Spektren; doch zeigten sich keine Vegetationsabfolgen. Eine Probe führte 7% *Abies,* spärlich *Alnus* und *Betula* und aufgearbeitet (?) *Ulmus.* Da warmzeitliche Züge fehlen, dürften die Spektren aus mittelwürmzeitlichen Interstadialen stammen. Wichtig ist der Schädelfund eines Höhlenbären. Der Stau des bis auf 500 m hinaufreichenden Sees erfolgte allenfalls durch Seitenmoränen eines hammerförmig in die Walensee-Talung ausgetretenen Murg-Gletschers. Diese wären später vom vorgestoßenen Walensee-Arm des Rhein-Gletschers zerstört worden.

Fig. 312 Die Quartär-Ablagerungen am S-Ufer des Walensees bei Teufwinkel (Kantonsgrenze Glarus/St. Gallen). Aus C. SCHINDLER, 1982



Spät- und Postglazial
- Aufschüttung
- junger Seebodenlehm
- Delta des Rötibachs
- Schuttkegel des Rötibachs Überguss-Schichten

Hochwürm und vorgängige Kaltphase
- Moräne mit Blöcken, rot
- Moräne, ± Solifluktionsschutt, rot
- Solifluktionsschutt (?)
- gletschernahe Seeablagerungen, siltig, grau-oliv
- Rutschung? Seeablagerungen mit roten Lehmbrocken über kiesigem Sand
- Gleitfläche, jünger als Seebodenlehme
- Obermoräne, seewärts in Grundmoräne übergehend

Relative Warmzeit, Interstadial (?)
- alter Seebodenlehm, dunkelgrau
- Bach- und Hangschutt mit Holz

Unterste Lockergesteine
- alter Bachschutt, Delta (?); darunter eiszeitliche Seeablagerungen, dann Moräne

S. 217: Gareis, J. (1981): Reste des Eisstromnetzes in inneralpinen Becken – E+G, *31.*
Schindler, C. (1982): Halt im Teufwinkel Nähe Mühlehorn am Walensee – In: Maisch, M., & Suter, J., ed.: Exkursionsführer Teil A: Ostschweiz – Hauptvers. DEUQUA, Zürich – Phys. Ggr. U. Zürich, *6.*

S. 222ff.: Im Prättigau hat E. Kobler (1979, 1980, 1981, 1983) versucht, nach jahrzehntelangen Beobachtungen die spätwürmzeitlichen Stände nachzuzeichnen und denen des Rhein-Gletschers gleichzusetzen.

S. 223, 32. Z.: Hinter Lunden; *35. Z.:* Varneza.

S. 224, 23. Z.: Lunden.

S. 225ff.: In der durch die Landwasser-Mulde vorgezeichneten *Längstalung Davos–Klosters* läßt sich der Felsgrund zwischen Davos und Klosters NE des Davoser Sees auf 1600 m (Dorfberg-Kristallin) und zwischen Ober- und Unter Laret auf 1530 m (Serpentin) beobachten (A. Streckeisen, 1983). Mit dem Abschmelzen des spätwürmzeitlichen Davoser Eises, das auf Drussetscha durch Silvretta-Amphibolite und -Augengneise belegt ist, brachen von den ESE-einfallenden Gesteinsserien zwischen Salezer Horn und Gotschnagrat mindestens zwei Stürze nieder. Streckeisen unterscheidet einen älteren, vorab aus Kristallin der Dorfberg-Decke bestehenden im Gebiet Drussetscha–Großweid und einen jüngeren Serpentin-Sturz um Wolfgang-Delenwald und um Laret.
Da sich im Drussetscha-Trümmerfeld und zwischen diesem und den Delenwald-Sturzmassen markante Tälchen, auf Drussetscha eine Doline ausgebildet haben und das Areal unterhalb von Unter Laret von jenem von Drussetscha–Delenwald getrennt talwärts gefahren erscheint, dürften die Sturzmassen auf abschmelzendes Davoser Eis niedergebrochen sein. Dieses erhielt aus dem Mönchalp-Tal noch einen bedeutenden Zuschuß, der sich am Ausgang gegen Unter Laret und talabwärts gegen Klosters bewegte. Darauf deutet im Lüsiwald verrutschtes, an Eis geschüttetes Trümmergut – aus einem späteren Stand – Blöcke von Silvretta-Kristallin und Dolomit (M. Maisch, 1981, 1982) und S von Klosters stirnnahe Seitenmoränen und Stauterrassen. Da sich zwischen Dorfberg-Kristallin- und Serpentin-Sturzgut Höhendifferenzen um 50 m abzeichnen, ergäbe sich aus dem dazwischen erfolgten schuttbedeckten Abschmelzen ein Zeitunterschied der Stürze.

S. 240, Z. 44: Spülbohrung von *Domat/Ems* (nicht Bonaduz).

S. 280, Z. 6, S. 358, Z. 5: Kartierungen von Moränen und Gletscherständen im *Urserental,* oberen *Tavetsch* und im *Bedretto-Tal* zusammen mit historischen Dokumenten, Moränen- und Moorprofilen, radiodensitometrisch ausgewerteten fossilen Baumstämmen, ^{14}C-Daten und Schneegrenz-Berechnungen ließen F. Renner (1982) die jüngere *Klimageschichte* des *Gotthard-Gebietes* nachzeichnen. So konnten die jüngeren Spätwürm-Stände in den Quellästen von Reuß, Vorderrhein und Tessin miteinander korreliert und mit denen der E-Alpen parallelisiert werden. Für die egesen-äquivalenten Stände ergaben sich im Urserental Mindestalter von 9730 ± 120, in der Val Bedretto gar 9995 ± 110 Jahre v. h. In beiden Tälern haben junge Krustenbewegungen junge Spätwürm-Moränen verstellt.

In *Urseren* und in der *V. Maighels* konnten unter postglazialen Endmoränen fossile Böden freigelegt werden; ^{14}C-Daten erbrachten Maximalalter der jeweiligen Überschüttung. Daraus ergaben sich folgende vorneuzeitliche Gletscher-Hochstände:

– nach 5300 v. h.	Hochstand des Maighels-Gletschers
– von 3600–3200 v. h.	je 2 Hochstände von Guspis-Firn und Witenwasseren-Gletscher
– nach 3000 v. h.	Hochstand des Stelliboden-Gletschers (?)
– nach 2500 v. h.	Hochstand des Guspis-Firns

– nach 1900 v. h. Hochstand des Maighels-Gletschers (M. Fries, 1977)
– nach 1250 v. h. Hochstände des Stelliboden- und Witenwasseren-Gletschers

Die Meßtisch-Originale für den Dufour-Atlas belegen neuzeitliche Hochstände um 1850. Dendrochronologische Untersuchungen an fossilen Nadelhölzern aus dem Urserental und dem Wallis ließen *Jahrring-Chronologien* erstellen. Die über Jahrhunderte wiedergegebenen maximalen Spätholzdichten vermitteln ein Bild über den Verlauf der Sommertemperaturen (Juli–September) der Nacheiszeit. Tiefe Dichtewerte weisen auf kühle, hohe Dichten auf ausgeglichene, wachstumsgünstige Sommer.

Von 8000 v. h. bis heute konnten 18 längere Perioden mit *unter-* und 14 mit *über*durchschnittlicher maximaler Dichte festgestellt werden (Fig. 302). Der Wechsel von warmen zu kühlen Zeiten erfolgte oft schnell, in eigentlichen Klimastürzen. Die Sommer-Temperaturen schwankten in den letzten 8000 Jahren ähnlich wie in der Neuzeit.

S. 284ff.: Büchi, U. P., & Müller, E. R. (1981): Die Stellung des Holzfundes am Rhein bei Rueun (Ruis) im Rahmen des prähistorischen Flimserbergsturzes und der Ilanzer-Seen – Bündner Wald, *34*/6 – Chur.

Burga, C. A. (1981a): Überblick zur pollenanalytischen Forschung in Graubünden – Bündn. Wald, *34*/6.

– (1981b): Glazialmorphologische Untersuchungen im Hinterrhein-Tal und am Bernhardin-Paß – Vjschr., *126*/4.

Kobler, E. (1979): Die späteiszeitlichen-spätwürmzeitlichen Gletscherstände im Prättigau – Prättigauer Z. u. Herrschäftler, *79*, Nr. 114.

– (1980, 1981, 1983): Die späteiszeitlichen Gletscherstände im Prättigau – Prättigauer Z. u. Herrschäftler, *80*, Nr. 100, 102, 104, 113, 116, 123, 125; *81*, Nr. 112, 118, 123, 128, 133 und *83*, in Vorber.

Maisch, M. (1981): Glazialmorphologische und gletschergeschichtliche Untersuchungen im Gebiet zwischen Landwasser- und Albulatal (Kt. Graubünden, Schweiz) – Phys. Ggr. U. Zürich, *3*.

– (1982): Quartärmorphologie des Landwassertales – In: Maisch & Suter, J.: Exkursionsführer Teil A: Ostschweiz – Hauptvers. DEUQUA, Zürich – Phys. Ggr. U. Zürich, *6*.

– , & Burga, C. A. (1982): Gletscher- und Vegetationsgeschichte am Albulapaß – In: Maisch & Suter, J.

Planta, A. (1980): Alte Wege durch die Rofla und die Viamala – Schr.-Reihe Rät. Mus. Chur, *24*.

Zürcher, A. C. (1982): Urgeschichtliche Fundstellen Graubündens – Schr.-Reihe Rät. Mus. Chur, *27*.

S. 314, Z. 4: Wandbild im Gletschergarten Luzern: Photo: E. Goetz, Luzern, ist zu streichen.

S. 316: In *Luzern* konnte M. Küttel (1982) erstmals Sedimente der Ältesten Dryaszeit nachweisen. Sie unterlagern holozäne Deltaablagerungen linksseitig in die Reuß mündender Bäche. Im ausgehenden Spätwürm zeichnet sich eine Absenkung, im frühen Holozän ein Anstieg des Seespiegels ab. In der Ältesten Dryaszeit bestanden die Pflanzen-Assoziationen vorab aus Kräutern und Stauden, einer eigenartigen Mischung von Pionier- und Steppen-Elementen – *Gypsophila, Helianthemum, Artemisia, Chenopodium,* Poaceen – sowie Hochstauden und Kräutern – *Cirsium, Thalictrum, Polygonum bistorta.*

Die frühesten Wälder bestanden aus Birken (Bölling) und Föhren mit wechselnden Birken-Anteilen (Alleröd–Jüngere Dryaszeit–frühes Präboreal).

Die ältesten Abschnitte der Eigental-Moore (P. Müller, 1949) reichen wohl nicht bis ins Alleröd (Hantke, 1980, S. 306), sondern nur bis ins frühe Präboreal zurück.

S. 367ff.: Küttel, M. (1982): Veränderungen in der spätglazialen Umwelt von Luzern – In: Gamper, M., ed.: Beiträge zur Quartärforschung in der Schweiz – Phys. Ggr. U. Zürich, *1*.

– (1982b): Züge der jungpleistozänen Vegetations- und Landschaftsentwicklung der Zentralschweiz – In: Suter, J., ed.: Kurzfassungen der Vorträge – Hauptvers. DEUQUA, Zürich – Phys. Ggr. U. Zürich, *5*.

– (1983): Züge der jungpleistozänen Vegetations- und Landschaftsgeschichte der Zentralschweiz – Habil.-Schr. U. Hohenheim – Manuskr.

Läuppi, U. F. (1983): Geomorphologie im mittelländischen Reußgletschergebiet – Diss. U. Zürich.

Renner, F. (1982): Beiträge zur Gletschergeschichte des Gotthardgebietes und dendrochronologische Analysen an fossilen Hölzern – Phys. Ggr. U. Zürich, *8*.

– , Küttel, M., & Oechslin, K. (1982): Gletscher-, Vegetations- und Klimageschichte im Raume Urseren-

tal–Furkapaß – In: Holzhauser, H., & Suter, J.: Exkursionsführer Teil B: Westschweiz – Hauptvers. DEUQUA, Zürich – Phys. Ggr. U. Zürich, 7.

Vuagneux, (1983): Glazialmorphologische und gletscherkundliche Untersuchungen im Gebiet Flüelapaß (Kt. Graubünden) – In Vorber.

S. 378: Drei technische Bohrungen im außerwürmmoränischen Gebiet von *Gondiswil/Ufhusen* erlaubten S. Wegmüller (1982) die bisherigen palynologischen Untersuchungen der Schieferkohlen (W. Lüdi, 1953) zu ergänzen und deren zeitliche Einstufung (Hantke, 1968; 1980, S. 378) zu festigen. Auf eine kaltzeitliche Phase folgt mit der tieferen Kohle zunächst ein langer, aufgrund der Vegetationsentwicklung ins Riß/Würm-Interglazial gestellter Abschnitt mit zunehmender Erwärmung: zunächst *Juniperus,* dann *Betula,* dann *Pinus.* Darnach stellen sich Abfolgen von Eichenmischwald, *Corylus, Taxus, Abies* mit etwas *Carpinus* ein. Diese werden abgelöst von solchen von weniger günstigem Klima: erst mit *Picea,* dann mit *Pinus.* Nach tiefgreifender Kaltphase, dem Beginn der Würm-Kaltzeit, stellen sich erneut 4, durch Kühlphasen getrennte Interstadialzeiten ein: die 2. bis 4. sind durch Schieferkohle belegt; sie werden dem Frühwürm zugeordnet.

S. 378ff.: Im E anschließenden *Luzerner Mittelland* konnte M. Küttel (1982, 1983) die Ereignisse in der jungpleistozänen Landschafts- und Vegetationsentwicklung zwischen Zell und Ettiswil zeitlich einstufen. Nach der präwürmzeitlichen Eintiefung der Täler in die Molasse wurden – rißzeitlich (?) – die Unteren Zeller Schotter abgelagert. Riß/Würm-interglaziale Bildungen scheinen bei Zell–Briseck zu fehlen; hingegen liegt die gesamte Frühwürm-Abfolge vor. Auf ein erstes Stadial folgte ein Erlen-Fichten-Föhren-Interstadial, nach kühlzeitlicher Krautphase ein Föhren-Fichten-Interstadial, auf einen dritten Klima-Rückschlag ein Föhren-Interstadial, dann eine Diskordanz. Die Ablagerung der Oberen Zeller Schotter mit leichter (interstadialer?) Entkalkung stellt Küttel ins Mittelwürm, ebenso die folgende Eintiefung bis auf die Molasse und die Aufschotterung bis unter den heutigen Talboden.

Der über die markante Hochwürm-Endmoräne ums Wauwilermoos hinaus erfolgte Eisvorstoß des Aare/Reuß-Gletschers sowie ein (eventuell 2) waldfreie (?), von *Pinus*-Pollen beherrschte(s) Interstadial(e), das (die) in der Ebene von Gettnau–Ettiswil unter Auelehmen und spätglazialen Tonen liegt(en), fallen in diesen Mittelwürm-Abschnitt. Die Landschaft erfuhr damals die deutlichste Umgestaltung. Auch unter dem von der Endmoräne bei Wyher SE von Ettiswil ausgehenden Sander ist das *Pinus*-Pollen-reiche Interstadial nachgewiesen.

Im hochwürmzeitlichen Zungenbecken des NW gelegenen Dagmerseller Lappens dagegen beginnt die Füllung mit der mehrphasigen Ältesten Dryaszeit, gefolgt von böllingzeitlicher Birken-Sukzession, holozänen Flachmoor-Torfen und Delta-Sedimenten.

Anhand zahlreicher Bohrungen im aargauisch-luzernischen Mittelland konnte U. Läuppi (1983) im Bereich des sich an Molasserücken auffingernden Reuß-Gletschers die Felssohle skizzieren. Dabei zeigte sich, daß die Übertiefung S der steilstehenden Molasse deutlich größer ist als N davon; zwischen Walchwil und Immensee reicht sie bis auf das Meeresniveau hinab. Aus den luzernisch-aargauischen Quertälern führen tiefe Rinnen ins Aaretal. An den Eingängen liegt die Sohle auf Höhen zwischen 600 und 280 m.

Aufgrund von Moränenwällen, Stauterrassen und randlicher Schmelzwasserrinnen konnten die würmzeitlichen Eishochstände präzisiert werden. Dabei zeigte es sich, daß zwischen mittel- (?) und hochwürmzeitlichem Maximalstand nur einige tausend Jahre liegen.

S. 387f.: Aufgrund von Holzresten – *Picea, Pinus, Abies, Quercus, Corylus, Salix* und *Betula* – sowie der vorherrschenden Pollen – *Picea* und *Abies* – mit wärmezeitlichen Elemen-

ten – *Taxus, Buxus, Fagus* und *Polypodium* – hält M. Welten (1982b) die *Seetone* von *Thalgut* (605 m) für interglazial, wohl für spät-eemzeitliche, ufernahe Ablagerungen, umsäumt von tannenreichen Fichtenwäldern mit Grauerlen am Ufer und Föhren auf Schotterfluren. Ulme, Eiche, Hainbuche und Buche hätten bevorzugte Standorte besiedelt; Sanddorn, Erika und Bärlapp wären – wie heute – längs Kander und Simme hochgekommen. Doch ist noch immer an Aufarbeitung durch Gletscherschmelzwässer aus Schieferkohlen und Begleitsedimenten zu denken. Dafür spricht auch der abrupte Wechsel im Profil Jaberg mit bis 20% Gramineen-Pollen. Für die Abfolge über dem end-eemzeitlichen Cyperaceen-Flachtorf (580 m) der Stöckli-Kiesgrube bei Kirchdorf sieht auch Welten Aufarbeitung und Verschwemmung in der ersten Frühwürm-Vergletscherung.

S. 394ff.: Aufgrund bestehender und neuer Bohrungen zwischen *Thun* und *Bern* konstruierten P. Kellerhals et al. (1983 V, K) lithologisch-hydrogeologische Profilserien durch Aare- und Gürbetal, welche den recht komplexen, stets über bedeutendem Relief erfolgten Aufbau der beiden Talfüllungen gut erkennen lassen.

S. 456ff.: Kellerhals, P., et al. (1983 K): Hydrogeologische Karte Aaretal zwischen Thun und Bern (inkl. Gürbetal) 1:25000 Blatt Nord und Süd – In: Grundlagen für Schutz und Bewirtschaftung der Grundwasser des Kantons Bern – Wasser- und Energiewirtsch. Kt. Bern.

–, & Isler, A. (1983): Profilserie durch die Quartärfüllung des Aare- und des Gürbetroges zwischen Thunersee und Bern – Ecl., *76/2*.

Schlüchter, Chr. (1983): Exkursion vom 19. September 1982 der Schweiz. Geol. Gesellschaft in der weiteren Umgebung von Thun: Eiszeitgeologie – gestern, heute, morgen – Ecl., *76/1*.

Welten, M. (1981a): Gletscher und Vegetation im Lauf der letzten hunderttausend Jahre – Jb. SNG 1978.

– (1981b): Verlängerung und Vernichtung der anspruchsvollen Gehölze am Beginn der letzten Eiszeit und die Korrelation der Frühwürm-Interstadiale in Mittel- und Nordeuropa – E+G, 31 – Hannover.

– (1982a): Vegetationsgeschichtliche Untersuchungen in den westlichen Schweizer Alpen: Bern – Wallis – Denkschr. SNG, *95*.

– (1982b): Pollenanalytische Untersuchungen im Jüngeren Quartär des nördlichen Alpenvorlandes der Schweiz – Beitr., NF, *156*.

S. 486: Die durch A. Morlot (1858) und A. Jeannet (1906) von *La Côte,* vom *Signal de Bougy,* bekannt gewordenen *Lignite* konnte R. Arn (1982) etwas präziser einstufen. Über einer unteren, durch zwei Schotterlagen mit gekritzten Geschieben 3-geteilten Grundmoräne, die das Vorstoßen und Zurückweichen des Rhone-Gletschers im Becken des Genfersees, wohl zur Zeit der «Alluvion ancienne», bekunden, folgen 0,4–2 m lehmiger Torf. Dieser wird von 11 m eisrandnahen Schottern mit gekritzten Geschieben überlagert.
Aufgrund der Pollenabfolge – zunächst ein Nichtbaumpollen-Abschnitt, dann eine Phase mit 28–60% *Pinus* – und 27–5% *Picea,* ein Rückschlag der Baumpollen auf 40% und ein erneuter Anstieg von *Pinus* auf 68 und von *Picea* auf 4% – ist dieses einem Mittelwürm-Interstadial zuzuordnen. Drei ^{14}C-Daten liegen zwischen 22800 und 35000 Jahren v. h.

S. 486f.: Im Genfer Becken hat Ch. Reynaud (1981, 1982, 1983) versucht, die Sedimente des jüngeren Pleistozäns altersmäßig zuzuordnen und lithologisch komplex aufgebaute Abfolgen mit Eisrand und Vegetationsentwicklung in Beziehung zu bringen.
Im Profil *Confignon* (431 m) folgen unter der Alluvion ancienne lehmige Sedimente. Der tiefste Abschnitt (36–35,3 m) belegt einen kühlzeitlichen Floren-Charakter. *Pinus* schwankt zwischen 60 und 80%, *Betula* zwischen 10 und 16%. Ebenso sind *Populus, Corylus,* spärlicher *Quercus* und *Ulmus* nachgewiesen. *Hippophaë* fällt von 10 auf wenige %; *Artemisia* bewegt sich zwischen 2 und 6%; die Gramineen schwanken zwischen 10 und 20, die Cyperaceen zwischen 5 und 15%. Von 35,25–34,8 m bewegt sich *Pinus* zwischen 58 und 16%; *Picea* steigt auf 12% an; *Betula* fällt zurück; die Eichenmischwald-Werte steigen

an. *Quercus* gipfelt mit 13%; dann folgt *Ulmus* mit 25%, zuletzt *Tilia*. *Fraxinus* und *Hedera* erscheinen; gegen Ende erreicht *Corylus* 18%, und die Gräser fallen von 30 auf 5%.
Von 34,75–34,35 m nehmen *Quercus* und *Ulmus* auf wenige % ab; *Tilia* steigt auf 58–39 % an, fällt aber brüsk wieder auf 5% zurück. *Corylus* gipfelt mit 20%. *Pinus* nimmt von 10 auf über 60% zu; *Picea* hält sich um wenige %, *Betula* steigt auf 12%; die Gramineen nehmen von 1 auf 15% zu. Darnach fehlen 80 cm Kern und nach 15 cm Moräne (?) mit gekritzten Geschieben bewegt sich *Tilia* von 33,25–32,6 m erneut zwischen 20 und 32%, wobei sie bei 33 m fast ausfällt. *Carpinus* steigt auf 15% an, fällt dann mit *Corylus* und *Alnus* auf 1% zurück und erholt sich wieder auf 14%; die *Pinus*-Werte schnellen von 52 und 32 auf 80% an. *Picea* steigt auf über 20%; *Abies* erreicht mit 7% Maximalwerte. Um 32,75 m gipfelt *Tilia* erneut mit 30%. *Pinus* fällt auf 26%, erholt sich aber wieder; die *Picea*-Werte liegen um 20%.
Bis 32,3 m bewegt sich *Pinus* um 50, *Picea* um 40 und *Abies* um wenige %. Damit dürfte in Confignon nach einer Frühphase mit *Pinus* und *Betula* das Riß/Würm-Interglazial dokumentiert sein, zunächst mit einem Ulmen-Eichen-Hasel-, dann mit einem Linden-Haselwald. Um 34,3 m zeichnet sich mit einem Föhren-Birkenwald ein Rückschlag ab. Darnach breitet sich ein Linden-Hainbuchen-Wald mit Hasel aus, der in 33 m von einem Föhrenwald mit Fichten unterbrochen und von einem Föhren-Fichtenwald abgelöst wird. Die um Genf 40–50 m mächtige *Alluvion ancienne*, die nur zwei Mammut-Stoßzähne geliefert hat, wird als Sander eines beim Vorstoß im Genfersee-Becken stagnierenden Rhone-Gletschers gedeutet.
In der 150 m langen Forschungsbohrung *Montfleury* (433 m) W von Vernier, die nun von S. Wegmüller untersucht wird, betrachtet Reynaud (in E. Lanterno et al., 1981) die Abfolge von 75–56 m mit 34% *Picea*, 15% *Pinus*, 21% *Carpinus* und je 7% *Tilia* und *Corylus* als warmzeitlich. Sie fällt in den Grenzbereich Riß/Würm-Interglazial–Frühwürm, da darnach die wärmeliebenden Gehölze zurücktreten. In 69 m Tiefe fallen *Carpinus* und *Picea* unter 1%. Dafür steigen *Betula* und *Pinus*, *Hippophaë*, *Juniperus*, vorab aber Gräser und *Artemisia*, bei 45,5% Baumpollen-Anteil stark an. Nach diesem auch durch 8 m Sande bekundeten Klimasturz stellt sich erneut Wald mit 82% Baumpollen ein. Doch hat sich dessen Charakter gewandelt. In 60 m zeigt das Spektrum 26% *Pinus*, 24% *Picea*, 8% *Abies* und 14% *Alnus*; *Artemisia* ist auf 4% zurückgefallen. Darnach folgt ein Nadelwald mit 64, später 32% *Pinus* und 21, später 54% *Picea*.
In *Genf-Pont Butin* hat sich vor der Alluvion ancienne ein Fichtenwald mit 25–75% *Picea* und 10–30% *Pinus* entfaltet. In nadelholzarmen Zeiten betragen die Laubholz-Anteile in 16,25 m 36% *Alnus*, 10% *Tilia* und in 15,75 m 26% *Alnus* und je 6% *Carpinus* und *Tilia*.
In *Soral* und *Petit-Saconnex* belegen sedimentologische, malakologische und palynologische Daten einen offenen borealen Nadelwald, dann eine waldfreie Tundra, die von glazialen Ablagerungen mit gekritzten Geschieben überlagert wird und die Abfolge ins Frühwürm verweisen (Reynaud & Amberger, 1983).
In den *Seeablagerungen* von *Soral* (491 m) bewegt sich *Pinus* von 65–53 m zwischen 16 und 42%, *Picea* zwischen 2 und 17%, *Abies*, *Alnus* und *Carpinus* um wenige %, *Betula* bis 9%; die Cyperaceen steigen bis 15%. Die Gramineen bewegen sich zwischen 31 und 20%, *Artemisia* fällt von 30 auf 4%. Bei 52,7 m schnellen beide wieder auf 44 bzw. 13% an. *Pinus* fällt auf 5; *Picea*, *Betula* und *Corylus* gehen auf wenige % zurück. Die wärmeliebenden Laubhölzer verschwinden. Dafür steigt *Hippophaë* auf 15% an; die Chenopodiaceen erreichen 11% und bekunden einen kurzen, waldfreien Moor-Abschnitt. In 50 m Tiefe steigt *Pinus* kurz auf 65, *Picea* und *Carpinus* auf 8% an.

Nach einer dritten waldlosen Zeit in 48 m Tiefe mit 17% *Pinus*, 12% *Picea*, 8% *Hippophaë*, 48% Chenopodiaceen und *Armeria* – Grasnelke – folgen wieder Wälder, in denen *Pinus* und *Picea* mit wechselnden Anteilen – zusammen stets über 75% – die Vegetation prägen. Um 38 m war das Gebiet mit 38% *Pinus* und *Picea* 13% erneut waldfrei. Mit 60% *Pinus* und 20% *Picea* folgt nochmals eine Nadelwaldzeit, die mit hohen Gramineen-, *Artemisia*- und Chenopodiaceen-Werten von einer längeren waldlosen Zeit abgelöst wird. Nach einem letzten Anstieg von *Pinus* auf 65 und von *Picea* auf 8% ist der Wald endgültig dem vorstoßenden Eis gewichen. Darüber liegt würmzeitliche Moräne, die Série de Bernex. Die eisrandnahe Serie von Laconnex–Soral ist von einem Sanderkegel überschüttet. Die dem Schotterwall von Laconnex-Thairy-St-Julien aufliegende *Moräne von Norcier* bekundet einen spätwürmzeitlichen Wiedervorstoß aus dem Becken von Genf. Dieser entspricht dem Stadium von Neuchâtel–Cugy–Fétigny, im Linth- und im Rhein-System den Wiedervorstößen von Hurden und Konstanz (Hantke, 1980).
Nach dem Zurückschmelzen des Eises sind in der randlichen Schmelzwasserrinne bei *Bardonnex* im Tal der Arande äolische Lehme mit drei Paläoböden abgelagert worden, die eine Sedimentation bis in die Jüngere Dryaszeit belegen. Ein um 13000±100 v. h. erfolgter Bergsturz vom Salève hat S von Veyrier eine Strauch-Vegetation verschüttet.
Im Genfer Becken haben sich seit dem Abschmelzen des Eises eine Anzahl *Uferterrassen* ausgebildet. Bei einem Spiegel von 408 m reichte der See noch bis in die Plaine de l'Aire; der Abfluß lag bei Pont Butin. Schon vor 13000 v. h. setzte die Bodenbildung ein. Zugleich breiteten sich Weiden und Wacholder-Büsche aus.

S. 487, Z. 14: Rhone-abwärts und gegen den Salève wird die *rißzeitliche* (?) *Moränendecke* mächtiger; bei Verbois erreicht sie 50 m, bei Croix-de-Rozon gar über 60 m.
Z. 25: Die Pollenflora stammt von der Basis der «Alluvion ancienne».
Z. 34: Eine Revision der Proben von *Montfleury* haben E. Lanterno et al. (1981) vorgenommen; eine 1981 niedergebrachte Bohrung wird von S. Wegmüller untersucht.
Z. 46: Die stratigraphische Lage der *Mammut-Funde* de Saussures und Favres ist unbekannt. Ein Zahn von Sézegnin stammt aus spätwürmzeitlichen Schottern (Reynaud, 1983).

S. 488, Z. 7: Die Fauna von La Petite Boissière ist die einzige aus der «Alluvion ancienne».
Z. 9: Nach Grundwasser-Erkundungen setzt die «Alluvion ancienne» erst bei Veyrier ein.
Z. 13: Aufgrund palynologischer Daten stellt Reynaud (1983) die Fauna von Le Petit Saconnex in ein Würm-Interstadial.

S. 488: Die von G. Depape & F. Bourdier (1952a, b) ins Riß/Würm-Interglazial gestellten fossilführenden sandigen Tone vom *Fort Barraux* in 320 m Höhe sind wohl mit gleichaltrigen Sanden der benachbarten Kiesgrube von Cotagnier-S in 312 m zu korrelieren (W. Gremmen, 1982; Ch. Hannss, 1982). Die bei *Le Brignoud* und *La Flachère* zwischen 327 und 344 m anstehenden Schieferkohlen-Abfolgen werden von Gremmen (1982) dem 1. bzw. 2. und 3. Frühwürm-Interstadial zugeordnet. Während im Profil von Le Brignoud wärmeliebende Gehölze, vorab *Corylus*, nur im oberen Teil auftreten und neben *Alnus* und *Betula* bei hohen Nichtbaumpollen-Werten *Pinus* und *Picea* dominieren, zeigt die Abfolge von La Flachère eine umgekehrte Entwicklung. ^{14}C-Daten haben für Le Brignoud 60900 ±600, für La Flachère 65300+1700–1400 Jahre v. h. ergeben. Für das in La Gache in 340 m entdeckte Niveau erhielt W. G. Mook 59900±850 v. h. (Hannss, 1983). J.-L. De Beaulieu (unveröff.) weist dieses einem jüngeren Frühwürm-Interstadial mit *Pinus*- und *Picea*-Dominanz zu.

Im *Val du Bourget* sind Schieferkohlen N von Chambéry zwischen 250 und 340 m bekannt. GREMMEN konnte im *Ruisseau des Combes* und in *Voglans* das ausgehende Riß/Würm-Interglazial mit bis 20% *Carpinus* und bis 42% *Abies* nachweisen. Die Tone im Liegenden sind aufgrund der *Artemisia*-Anteile – in Voglans 64% – unter kalt-trockenem Klima abgelagert worden. Im ersten Frühwürm-Interstadial (Ruisseau des Combes, La Motte-Servolex) erreichten *Corylus* und *Abies* mit 17 und 12% nochmals relativ hohe Werte. Gegen oben weisen auf 40% ansteigende *Artemisia*-Anteile auf ein beginnendes stadiales Klima hin. In *La Croix-Rouge* konnte GREMMEN ein 2., 3. und 4. Frühwürm-Interstadial belegen. Dabei erweckt das unterste mit *Corylus*-Anteilen bis 45% sowie *Quercus*- und *Ulmus*-Werten bis 20 bzw. 10% noch einen warmzeitlichen Eindruck. Thermophile Laubhölzer sind bedeutungslos. Neben hohen *Betula*-Anteilen (bis 45%) im mittleren Interstadial dominieren in den beiden jüngeren bereits *Picea* mit bis 87 und *Pinus* mit bis 53%; thermophile Laubbäume sind bedeutungslos. Ein 5. und 6., die ebenfalls durch das Vorherrschen von *Picea* (bis 53%) und *Pinus* (bis 80%) gekennzeichnet sind, konnte GREMMEN in *Pessey-Sonnaz* in 340 m belegen. ^{14}C-Daten weisen darauf hin, daß die Schieferkohlen von La Croix-Rouge und Pessey-Sonnaz älter als 72800 Jahre v. h. sind. Die von GREMMEN ins Riß/Würm-Interglazial gestellten Vorkommen des Val du Bourget dürften wegen der an die Grenze der ^{14}C-Anreicherungsdatierungen heranreichenden Daten älter als 75000 v. h. sein, was auch die verfügbaren ^{230}Th/^{234}U-Daten bestätigen, die zwischen 91000±6000 und 115000±6000 v. h. ergeben haben.

Im Liegenden der unteren Schieferkohlen fand HANNSS (1982) bis 25 m kaltzeitliche Tone und Sande; sie überlagern transgressiv eine entkalkte, verwitterte, wohl rißzeitliche Moräne (HANNSS & G. NICOUD, 1980). Die Schieferkohlen von Pessey-Sonnaz unterlagern dagegen mindestens 5 m mächtige Tone mit Mollusken, Lignitlinsen sowie Knochen von Fischen und Säugern (G. DE MORTILLET, 1850a).

Die unteren, zwischen 250 und 300 m anstehenden, meist dem Riß/Würm-Interglazial und dem 1. Frühwürm-Interstadial zugehörenden Schieferkohlen werden – längs Erosionsdiskordanzen – von gröber werdenden Schottern überlagert. Ihnen liegen – meist in Grundmoränen-Fazies – von der würmzeitlichen Eisüberfahrung stammende Sedimente auf. Im untern Teil führen die Schotter Fossilien (HANNSS et al., 1978b).

S. 491, Z. 2: Da sich für das oberste Schieferkohlen-Niveau im Val du Bourget (Pessey-Sonnaz, 341 m) ein Mindestalter von 72800 Jahren v. h. ergeben hat, sind alle tieferen Frühwürm-Interstadiale und das Riß/Würm-Interglazial älter (S. 369). 5 ^{230}Th/^{234}U-Datierungen der letztinterglazialen und des ersten Frühwürm-Interstadials liegen zwischen 91000±6000 und 115000±8000 Jahren v. h. (W. GREMMEN, 1982).

S. 492, Z. 7: Moränen *nach* 40000–35000 Jahren v. h. abgelagert hätte.

S. 493: In den *Trièves* stehen am Ruisseau de l'Amourette zwischen 700 und 740 m fossilführende Tone an. Sie werden von Vorstoßschottern sowie einer Kalk- und Kristallin-Geschiebe führenden geschichteten Grundmoräne überlagert. Das Liegende bilden dem Dogger auflagernde, gröbere Kalkschotter (W. GREMMEN & CH. HANNSS, 1982). Nach GREMMEN bekunden die Tone mit Mollusken, Hölzern und schieferkohlenartigen Horizonten *zwei* warmzeitliche Zyklen. Bei beiden folgt auf eine *Pinus*-Phase eine solche mit *Pinus*, *Corylus* und Eichenmischwald-Arten bzw. mit *Quercus*. Diese wird von einem *Carpinus-Abies*-Abschnitt mit *Corylus* und mit Eichenmischwald-Arten abgelöst. In beiden Warmzeiten wird das Ende durch eine kräuterreiche *Pinus*-Phase angezeigt. Die untere ist wohl ins Riß/Würm-Interglazial, die obere ins erste Frühwürm-Interstadial zu stellen. Im

Gegensatz zu G. Monjuvent (1973) zeigen diese Ergebnisse, daß die Trièves in der Würm-Eiszeit noch vom Drac-Gletscher überfahren sein muß (Gremmen & Hannss, 1982).
Im Vercors erkannten J.-L. De Beaulieu & Monjuvent (1979) in tonigen Sedimenten bei Villard-de-Lans ebenfalls zwei pollenanalytisch ähnliche Abfolgen, die sich – in Übereinstimmung mit der heutigen Vegetation – durch Vorherrschen von *Abies* und *Fagus* auszeichnen. Aufgrund des Auftretens von *Corylus* und *Pterocarya* und der stratigraphischen Position stellten De Beaulieu & Monjuvent diese zweigeteilte Warmzeit ins Mindel/Riß (=Holstein)-Interglazial, liegen doch über den Tonen Schwemmkegel-Ablagerungen, auf denen M. Malenfant & Monjuvent (1978) Werkzeuge der letztinterglazialen Levallois-Kultur gefunden haben.
In einem rechten Seitental des *Grand Buëch* stießen de Beaulieu (1981) und M. Dubar (1981) W von Gap in den fossilführenden Glacis-Ablagerungen von Le Villard (M. Archambault, 1968) auf eine geschlossene warmzeitliche Abfolge. Neben *Pinus*-Werten von 30–60% sind *Quercus* mit bis 25%, *Corylus* mit bis 20% und *Abies* mit bis 25% ansteigenden Anteilen vertreten. Trotz 5 ^{14}C-Daten zwischen 40300±1100 und 54200+1800–1500 Jahren v. h. dürften – in Übereinstimmung mit malakologischen Ergebnissen – bei den nicht moränenüberdeckten Glacis-Sedimenten der Serre du Villard solche des Riß/Würm-Interglazials vorliegen.

S. 493f.: Amberger, G. F., & Reynaud, Ch. (1981): Méthodes géologiques récentes de corrélation des sols genevois – Publ. Soc. Suisse Mécaniques Sols et Roches, *104*.
Archambault, M. (1968): Recensement provisoire des arbres et formations forestières fossiles du Bassin de la Moyenne Durance alpestre, Hautes-Alpes – CR Acad. Sci. Paris, *267*, D.
Arn, R. (1980): Les formations quaternaires de la côté entre Bougy et Begnins (Vaud) – B. Soc. vaud. SN, *75/2*.
– (1982): Lignite im Raume La Côte – In: Holzhauser, H., Suter, J., ed.: Exkursionsführer Teil B: Westschweiz. Hauptvers. DEUQUA, Zürich – Phys. Ggr. U. Zürich, 7.
Aubert, Dan. (1981): Géomorphologie du Gros-de-Vaud – Mém. Soc. vaud. SN, *17/2*.
Beaulieu, J.-L., de (1981): Les dépôts pléistocènes du Serre du Villard (H.-A.). Analyses polliniques – G Mediterr., *8*.
– & Monjuvent, G. (1979): Mise en évidence de dépôts de type interglaciaire ancien sur le plateau de Lans-en-Vercors (Isère, France) – CR Acad. Sci. Paris, *288*, D.
Bourdier, F. (1961, 1962): Le Bassin du Rhône au Quaternaire – 2 vol. – Paris.
Coûteaux, M., & Beaulieu, J.-L. de (1976): L'analyse pollinique des argiles d'Eybens prouve un âge glaciaire – CR Acad. Sci. Paris, *282*, D.
Dubar, M. (1981): Les dépôts pleistocènes du Serre du Villard (H.-A.). Les fanules de mollusques – G Mediterr., *8*.
Gignoux, M., & Moret, L. (1952): Géologie dauphinoise – Grenoble.
Gremmen, W. (1982): Palynological investigation of Late Pleistocene deposits in Southeastern France – Groningen.
– & Hannss, Ch. (1982): Die interglazialzeitlichen Ablagerungen am R^{au} de l'Amourette im Trièves (französische N-Alpen) – Phys. Ggr. U. Zürich, *5*.
Hannss, Ch. (1982): Spätpleistozäne bis postglaziale Talverschüttungs- und Vergletscherungsphasen im Bereich des Sillon alpin der französischen Nordalpen – Mitt. Komm. Quartärforsch. österr. Akad. Wiss., *4*.
– (1983): Neuere Ergebnisse über den Ablauf des Spätpleistozäns im Bereich des zentralen Sillon alpin der französischen Nordalpen – Im Druck.
– & Nicoud, G. (1980): Précisions sur la stratigraphie des alluvions miocènes et des dépôts pléistocènes du Val du Bourget (Savoie) – Revue Ggr. Alp., *68/3* – Grenoble.
Jayet, A., Achard, R., & Favre, C. (1961): Sur la présence de terrains glaciaires et interglaciaires au Petit-Saconnex près de Genève – CR S phy HN., *14/3*.
Lanterno, E., Chaix, L., Reynaud, Ch. (1981): Géologie, malacologie et palynologie du puits-sondage de Montfleury près Vernier, Genève – Arch. Sci., *34/2*.

Malenfant, M., & Monjuvent, G. (1978): Les gisements du Paléolithique inférieur du Val de Lans (Vercors, Isère) et leur cadre morphogéologique – G Alp., *54*.
Reynaud, Ch. (1982): Etude stratigraphique, sédimentologique et palynologique des dépôts du Pléistocène supérieur au Sud du Bassin Genevois – Thèse U. Genève.
– & Amberger, G. (1983): Interprétation stratigraphique et biostratigraphique des dépôts limoneux du Petit-Saconnex et de Soral (Bassin genevois) – Rev. G dyn. Ggr. phys., *24/*. – Paris.

S. 499, Z. 47: Die von Ch. Hannss (1978) unterschiedenen Stände in den aus dem Belledonne-Massiv gegen NW austretenden Tälern möchte er (1982) früh- (=W-II) bis spätwürmzeitlichen (=W-IV) Gletschervorstößen zuordnen.

S. 508, Z. 23: Die *«Alluvions des plateaux»* bekunden mindestens zwei Vorstöße; aus dem älteren stammt der Stoßzahn von Sézegnin (Reynaud, 1983).

S. 509, Z. 17: Die sandig-kiesigen Sedimente von Champel–Les Tranchées–Vieille-Ville de Genève betrachten Lombard & Paréjas (1965) als Schmelzwasser-Schüttung einer Rhone-Gletscherzunge.

S. 512: Aufgrund fossiler Böden und Holzreste in der rechten Seitenmoräne des *Glacier de l'Argentière* konnte R. Bless (1982, 1983) dessen Geschichte rekonstruieren. Vor 3650 v. h. hatte dieser Gletscher maximal eine Ausdehnung wie heute, da sich auf 1615 m, etliche Meter über dem heutigen Eisniveau, ein Boden bilden konnte. Um 3600 v. h. stieß er vor und überschüttete diesen Boden, schmolz dann wieder zurück und rückte um 3350 v. h. mindestens zweimal erneut vor. Dazwischen muß er so weit abgeschmolzen sein, daß sich auf 1650 m ein Boden bilden konnte, auf dem Gehölze hochkamen. Im 2. Vorstoß wurde der Grundstock der mächtigen Moräne gelegt. Dieser doppelte, bis ins Haupttal reichende Vorstoß ist der Löbben-Kaltphase (Patzelt & Bortenschlager, 1973) gleichzusetzen.
Um 2640 v. h. war der Glacier de l'Argentière wieder so weit zurückgeschmolzen, daß auf der Moränen-Innenseite bis auf 1710 m Höhe Bäume gedeihen konnten. Um 2200 v. h., in der Göscheneralp-Kaltphase I (H. Zoller, 1977), stieß er abermals bis in die Talsohle vor. 2 weitere Vorstöße ereigneten sich um 1700 und um 1500 v. h. (= Göscheneralp-Kaltphase II). Die höchsten fossilen Hölzer belegen, daß die neuzeitlichen Hochstände die heutige Moräne schütteten. Bereits um 1605 ist der Glacier de l'Argentière derart weit vorgefahren, daß er im Weiler La Rosière S von Argentière 7 Häuser und 1610 8 weitere zerstört hat (E. le Roi Ladurie, 1967).

S. 515, Z. 9: Gegenwärtig sind es bereits 5000 Bohrungen (G. Amberger, schr. Mitt.).

S. 519, Z. 46: Die subaquatischen Uferdörfer belegen jedoch kein so tiefes Seeniveau. Galley & Corboux (1979) vernachlässigten Sackungen und Konsolidationen limnischer Sedimente. Solche ereignen sich, wie Nivellement-Kontrollen zeigen, noch heute. Auch konnte nirgends ein tieferer Rhone-Abfluß festgestellt werden (G. Amberger, schr. Mitt.).

S. 522, Z. 2: Nicht*baum*pollen-Diagramm, statt Nichtpollen-Diagramm.

S. 525: Im *W-Schweizer Mittelland* hat M.-J. Gaillard (1982, 1983) anhand von 10 Moorprofilen zwischen 500 und 850 m zusammen mit Großresten, 44 ^{14}C und 2 $\delta^{18}O$-Bestimmungen die spät- und nacheiszeitliche Vegetationsgeschichte mit den Verlandungssukzessionen spätglazialer Seen nachzuzeichnen versucht. Die Älteste Dryaszeit ist durch eine Kräuter-Flora charakterisiert mit arktisch-alpinen (mit *Dryas octopetala*), alpinen, montanen, kontinentalen, eurasiatischen und submediterranen Elementen. Gegen Ende nehmen *Betula nana, Helianthemum* und *Thalictrum* zu.
Im Bölling, um 13200 Jahre v. h., erfolgt die Ausbreitung von *Juniperus, Hippophaë* und

der Baum-Birken. Die Parktundra mit Sträuchern und Kräutern hält bis 12100 v. h. an. Auf eine *Salix*-reiche Zeit folgt ab 12300 v. h. eine Zeit mit zunehmenden *Pinus*-Werten. Der Rückgang von *Juniperus* bedingt einen Anstieg von *Betula,* deren absolute Anteile ziemlich konstant bleiben. Eine Ältere Dryaszeit läßt sich nicht abtrennen. Der Föhren-Birkenwald mit Sträuchern und Kräutern dauert bis 10800 v. h. In der Seekreide des Marais de Rances konnte GAILLARD den end-allerödzeitlichen Laachersee-Bimstuff nachweisen. Die Jüngere Dryaszeit bewirkt am Voralpen-Fuß eine Auflichtung der Wälder: *Betula* fällt zurück; Kräuter und Sträucher nehmen zu. Der Temperaturrückgang zeichnet sich ebenfalls in den $\delta^{18}O$-Werten ab. Am Ende des Spätglazials nehmen Kräuter und Sträucher ab, *Betula zu.* Zugleich wandern erste wärmeliebende Gehölze ein.

Am Alpen-Rand herrscht *Ulmus* im Eichenmischwald vor. Am Jura-Fuß sind *Quercus* und *Ulmus* gleich stark vertreten. Zwischen 9600 und 8600 v. h. hat sich *Corylus* ausgebreitet. Mit dem Atlantikum haben sich *Ulmus, Tilia* und *Fraxinus* entfaltet. Dies deutet auf ein wärmeres und feuchteres Klima um 8000 v. h. hin. Zugleich erreichen *Hedera* und *Viscum* am Jura-Fuß ihre höchsten Werte. Im Jüngeren Atlantikum dominieren Eichenmischwälder; regelmäßig tritt *Abies* auf. Der Ulmen-Abfall hat sich kurz vor 5300 v. h., mit dem Beginn der *Abies*-Vormacht ereignet; *Fagus* variiert von Moor zu Moor.

S. 526ff.: BLESS, R. (1982): Postglaziale Schwankungen des Glacier d'Argentière – In: GAMPER, M., ed.: Beiträge zur Quartärforschung in der Schweiz – Phys. Ggr. U. Zürich, *1.*

– (1983): Untersuchungen am Spät- und Postglazial im nordöstlichen Mont Blanc-Massiv – In Vorber.

GIRARD, M., BINTZ, P., & BOCQUET, A. (1981): La végétation et les climats au Tardiglaciaire et à l'Holocène en Savoie d'après l'étude pollinique des grottes de Saint-Thibaud-de-Couz – B. AFEQ, (*1981*)/2.

HANNSS, CH. (1982): Spätpleistozäne bis postglaziale Talverschüttungs- und Vergletscherungsphasen im Bereich des Sillon alpin der französischen Nordalpen – Mitt. Komm. Quartärforsch. österr. Akad. Wiss., *4.*

LE ROI LADURIE, E. (1967): Histoire du climat depuis l'an mil – Paris.

REYNAUD, CH. (1983): Etude stratigraphique, sédimentologique et palynologique des dépôts du Pléistocène supérieur dans le Sud du Bassin Genevois – Thèse U. Genève.

– , & CHAIX, L. (1981): Modalité et chronologique de la déglaciation fini-würmienne au pied du Salève (Haute-Savoie, France) – Notes Lab. Paléont. U. Genève, *8*/3.

S. 530: Nach WELTEN bekundet die Schieferkohle von Grandson die Holstein-Warmzeit.

S. 549: Den ersten Frühwürm-Vorstoß möchte WELTEN (1982) in Zusammenhang bringen mit dem, der sich aus Bohrprofilen von Frinvillier und Reuchenette N von Biel ergibt. Dort konnte er in basalen Seeboden-Staulehmen aus dem jüngeren Riß/Würm-Interglazial aufgearbeitete Pollen – *Abies, Fagus* und *Buxus* – beobachten. Der Stausee kann nur von einem über Biel hinaus vorgestoßenen Rhone-Gletscher abgedämmt worden sein. Da die höheren Lehme nach ihrem Pollen-Inhalt das Frühwürm belegen und eine geringe Vorbelastung zeigen (P. KELLERHALS in WELTEN), hatte Rhone-Eis die Seelehme später überfahren und war bis Sonceboz vorgestoßen, wo es auf den Suze-Gletscher traf (S. 549).

S. 560, Z. 4: Zwischen Lac de Gruyère und Bieler See folgte das Eis des *Saane/Rhone-Gletschers streng* dem durch Tektonik und Erosionsresistenz vorgezeichneten *Molasse-Untergrund.* Da nirgends sichere riß/würm-interglaziale Ablagerungen auftreten – die Lignite von Pont-la-Ville sind wohl frühwürmzeitlich (S. 463) – läßt sich die der Molasse aufliegende Grundmoräne altersmäßig nicht zuordnen; sie unterscheidet sich im Geschiebe-Inhalt nicht von der Hangend-Abfolge. Im *Chandon-Tal* hat J. J. M. VAN DER MEER (1982a, b) über fluvialen Rinnenfüllungen glazifluviale, mittelwürmzeitliche (?) Sedimente mit aufgearbeiteten Holz- und Torfresten und einem weiteren ^{14}C-Datum von > 56000 Jahren v. h. festgestellt. Sande und Schotter im Liegenden der oberen, würmzeit-

lichen Grundmoräne mit gegen oben gröber werdenden, gekritzten und oft zerdrückten Geröllen – Vorstoßschotter – werden als Talsander gedeutet. Aufgrund ihrer petrographischen Zusammensetzung lassen sich eine Saane-, eine Chandon- und eine Murtensee–Seeland-Fazies unterscheiden, was verschiedene Einzugsgebiete belegt. Vorab im Chandon-Tal treten über der oberen Grundmoräne – eine Ablationsmoräne fehlt – meist wirr gelagerte und gestauchte Rückzugsschotter mit eingeglittenen Moränenschollen auf. Beckenfüllungen ergaben *Bölling-Interstadial* als ältestes zuzuordnendes Spätglazial (R. T. SLOTBOOM & VAN DER MEER, 1982).

S. 582, Z. 44: Im nur 2,6 m tiefen *Lobsigen-See SE von Aarberg* reichen Pollenprofile bis in die Älteste Dryaszeit zurück (B. AMMANN et al., 1982). Der Wechsel Ton/Seekreide oder Gyttja fällt mit einem *Juniperus*-Gipfel zusammen. Die Käfer-Fauna ist durch subarktisch-boreale Arten, die Chironomiden sind durch kalt-stenotherme Formen gekennzeichnet. Die anschließende *Betula*-Vormacht ist mit Großresten durch Ausbreitung der Baum-Birken und Verdrängung der Zwerg-Birke belegt. Auch Insekten-Fauna und Köcherfliegen-Larven zeigen einen ausgeprägten Wechsel; zugleich wandern Käfer temperierter Gebiete ein. Schwankungen in den Birken- und Nichtbaumpollen-Werten mit *Salix* könnten die Ältere Dryaszeit bekunden. Alleröd und Jüngere Dryaszeit sind palynologisch und mit dem Laacher Bimstuff belegt. Sauerstoff-Isotope zeigen zu Beginn der Jüngeren Dryaszeit die stärkste Änderung; doch reagieren weder Käfer- noch Chironomiden-Fauna auf den Rückschlag.

S. 584ff.: AMMANN, B., BOLLINGER, TH., JACOMET, S., LIESE-KLEIBER, H., & PIENING, U. (1981): Ergebnisse der Pollen- und Makrorestanalysen zu Vegetation, Ackerbau und Sammelwirtschaft der Cortaillod- und Horgener Siedlungen – In: Die neolithischen Ufersiedlungen in Twann – *14* – Bern.

– , EICHER, U., ELIAS, S., HOFMANN, W., TOBOLSKI, K., & WILKINSON, B. (1982): Pollen, Arthropoda und Sauerstoffisotope im Spätglazial von Lobsigen (Schweizer Mittelland) – In: SUTER, J., ed.: Kurzfassungen der Vorträge Hauptvers. DEUQUA Zürich – Phys. Ggr. U. Zürich, *5*.

BONNET, A. (1982): Les ports romains d'Aventicum – Arch. Suisse, *5*/2.

GAILLARD, M.-J. (1983): Etude palynologique de l'évolution tardi- et postglaciaire de la végétation du Moyen-Pays romand (Suisse) – Cramers Diss. Bot.

GRATIER, M. (1981): Les galets taillés du pied du Jura Vaudois – Arch. Suisse, *4*/4.

MEER, J. J. M., VAN DER (1982): The Fribourg Area, Switzerland – A study in Quarternary geology and soil development – Publ. Fys. Ggr. Bodemk. Lab. U. Amsterdam, *32*.

PORTMANN, J.-P. (1982): Pléistocène de la région de Neuchâtel (Suisse) II.: Vestiges glaciaires – In: GAMPER, M., ed.: Beiträge zur Quartärforschung in der Schweiz – Phys. Ggr. U. Zürich, *1*.

SCHMALZ, K. L. (1980): Ostermundigenberg–Großholz – Führer durch das Eiszeit-Reservat und Beitrag zur Heimatkunde – Naturschutz-Inspektorat Kt. Bern.

SLOTBOOM, R. T., & MEER, J. J. M., VAN DER (1980): Palynological Investigation of a Kettle near Ulmiz (Kanton Fribourg), Switzerland – Ber. Schweiz. Bot. Ges., *90*/3–4 (1980).

SUTER, P. J., & ZWAHLEN, H.-P. (1981): Neue Ausgrabung in der neolithischen Ufersiedlung von Port BE, Studeli – Arch. Schweiz, *4*/4.

WELTEN, M. (1982): Pollenanalytische Untersuchungen im Jüngeren Quartär des nördlichen Alpenvorlandes der Schweiz – Beitr., NF, *156*.

S. 592: Von der *Kar-Hochfläche SE* der *Dent de Morcles* (2969 m) stieg im ausgehenden Spätwürm ein Gletscher in die Becken der *Lacs de Fully* ab, was Seitenmoränen E des Lac Supérieur und Stirnwälle auf dem Karriegel S des Lac Inférieur belegen. Die tektonisch vorgezeichneten, eisüberschliffenen Wannen wurden wohl in Interstadialen, zuletzt im Bölling und im Alleröd, noch vom Eis eingenommen. Im letzten Spätwürm erreichten Eiszungen von der Kette Lui Crève (2496 m) – Tête de Portail (2335 m) den *Fully-Gletscher*; vom Six du Doe (2722 m) und vom Grand Chavalard (2899 m) hingen von Lawinenschnee genährte Zungen bis 2400 m bzw. 2300 m herab. N des Lac Supérieur hat sich auf 2180 m

ein holozäner Wall erhalten. Frührezente Moränen verraten ein Ende des Gletschers auf 2540 m; heute ist dieser ausgeapert.

S. 603, Z. 14: Die Pierre Avoi- und Fares-Gletscher
Der 1. Satz im Abschnitt *«Der Nendaz-Gletscher» gehört hieher und ist in Z. 27 zu streichen.* Jüngere Spätwürm-Stände finden sich SW des Gipfels; weitere zeichnen sich auf Etablons ab.
Z. 29: Die Ufermoränen von Brignon betrachten H.-N. Müller et al. (1980) als Erosionsformen.
Z. 35: Nach Müller et al. hätten sich Tortin- und Cleuson-Gletscher im Stand von Crouye Sina (=Egesen-Stadium) nicht mehr vereint, sondern lediglich noch berührt, während sie im Dena Vio-Stand (=Daun-Stadium) gemeinsam um 1670 m gestirnt hätten.

S. 622ff.: Im *Saastal* hat W. Bircher (1982) mit historischen Dokumenten – Schrift- und Bildquellen –, Lichenometrie, paläopedologischen Untersuchungen an Moränen, pollenanalytischer Auswertung eines Moorprofils, Radiodensitometrie an fossilen Hölzern, ^{14}C-Daten und Schneegrenz-Berechnungen die *Gletscher- und Klimageschichte* aufzuschlüsseln versucht. Darnach ergaben sich im hinteren Saastal folgende Gletscherstände:

– Hochstand	um 1850	alle Saaser Gletscher	Ausdehnung < 1820
– Hochstand	um 1820	Schwarzberg-, Allalin- und Fee-Gl.	Ausdehnung > 1850
– Hochstand	um 1620–50	Schwarzberg- und Allalin-Gletscher	Ausdehnung = 1820
– Stand	um 1450	Schwarzberg-Gletscher	Ausdehnung ?
– Hochstand	um 1320–30	Schwarzberg- und Allalin-Gletscher	Ausdehnung = 1820
– Stand	um 1150	Schwarzberg-Gletscher	Ausdehnung ?

Aus Rekonstruktionen von Zungenlängen-Änderungen des Allalin-Gletschers geht hervor, daß das Eis von 1300–1930 nie wesentlich hinter den Stand von 1920 zurückschmolz. ^{14}C-Daten fossiler Hölzer aus Moränen, von Torfbasen und Holzkohlenresten sowie Jahrring-Analysen erbrachten:

- Klimagunst zwischen den Göscheneralp-Kaltphasen I und II.
- Hochstand am Hohlaub-Lagginhorn-Gletscher um 1870.
- ± 80 v. h. (Göscheneralp-Kaltzeit II).
- Um 3220 und 3440 v. h. erreichte der Allalin-Gletscher Stände wie um 1820; sie belegen damit die Löbben-Kaltzeit.
- Von 3850–4120 v. h., im Subboreal, herrschte im Saastal eine Klimagunst. Die Bäume erreichten Höhenlagen bis 2400 m (heute 2280 m).
- 2 Moor-Neubildungen (5450±90 und 5500±80 v. h.) belegen eine Klimagunst vor der Rotmoos-Kaltzeit (um 5170±100 v. h.).
- Im Moor auf Mattwaldalp fanden sich Hinweise für die Rotmoos-Kaltzeit I.
- Aus der Jahrring-Chronologie 8000–7540 v. h. ergeben sich 2 Eisvorstöße, die sich mit den Endphasen der Venediger- bzw. Oberhalbsteiner Kaltphase korrelieren lassen.

Das von C. A. Burga untersuchte Moorprofil von Saas Fee-Wildi (1800 m) mit einem Basisdatum von 9760±175 v. h. an *Pinus*-Holz belegt mit einer 75 cm Sand-Schüttung in der Jüngeren Dryaszeit, einen Gletscher-Vorstoß innerhalb der innersten egesenzeitlichen Moränen, so daß das Moor schon vor Ende Dryaszeit eisfrei war. Damit ließen sich die älteren spätglazialen Eisstände im Saastal mit Schneegrenz-Berechnungen zuordnen.
Um *Jahrring-Chronologien* aus fossilen Hölzern paläoklimatologisch deuten zu können, galt es, standort- und artspezifische Einflüsse abzuklären. Wie Proben von rezenten Bäumen zeigten, ist die Homogenität des Standortes dabei entscheidend; anderseits erschweren bei Arven die dichtstehenden Harzgänge die Dichte-Erfassung erheblich.

Mit Jahrring-Dichte- und -Breitekurven aus rezenten Bäumen wurde ein Abhängigkeitsmodell: Maximale Dichte–Klima (Temperatur und Niederschläge) gesucht, das dem Wachstum der fossilen Bäume entspricht, und mit multiplen linearen Regressionsrechnungen ließ sich ein solches für die Rekonstruktion der Sommertemperaturen finden.

S. 627, Z. 21: Neben Chaltwasser- und Steinu-Gletscher trugen auch die dazwischen gelegenen sowie der Nessel-Gletscher zum Vorstoß über Brig hinaus bei.
Z. 24: Im letzten Spätwürm hat sich der Hübsch-Gletscher nicht mehr teilweise mit dem Chaltwasser-Gletscher vereinigt, sondern endete SE des Simplonpasses (M. KÜTTEL & H.-N. MÜLLER, 1977).
Z. 29: Eine letzte Moräne verrät einen Stand des Steinu-Gletschers auf 1890 m.

S. 631: Im Nesseltal konnte H.-N. MÜLLER (schr. Mitt.) den Moränenverlauf präzisieren.

S. 645, Z. 16: (H.-N. MÜLLER, 1975).

S. 645: Wie bei den südlichen Walliser Gletschern (S. 598, 608), so kamen auch beim Fiescher- und beim Aletsch-Gletscher neben ersten Holzfunden (H. OESCHGER & H. RÖTHLISBERGER, 1963) weitere zum Vorschein (H. HOLZHAUSER, 1980, 1982a, b, 1983). Da die in situ gefundenen Strünke verschiedene ^{14}C-Alter ergeben und in unterschiedlicher Höhe in der Ufermoräne auftreten, markieren sie verschiedene Vorstöße. HOLZHAUSER konnte zwischen Göscheneralp-Kaltphase I und II und den neuzeitlichen Hochständen noch 4 weitere Vorstöße nachweisen, die jedoch hinter jenen zurückgeblieben sind. Jahrring-Alter und Fundhöhe in der später erhöhten Moräne geben Hinweise über Zeitstellung und Mindestdauer der Klimagunst-Phasen. Sodann finden sich im Aletsch-Gebiet Alpwege, die nur bei bestimmten Minimalständen der Gletscher begehbar waren. Ihre Anlagen reichen tief in die geschichtliche Zeit zurück. Anderseits sind beim Vorstoß von 1849 alte Anlagen zerstört worden (H. HOGARD, 1858; HOLZHAUSER, 1982, 1983).

S. 648ff.: AELLEN, M. (1982): Glaziologische Dokumentation – In: WELTEN, M. et al.
AUBERT, DEN. (1981a): Les réavancées tardi- et postglaciaires dans le Haut-Valais – Ecl., *74*/1.
– (1981b): Les stades de retrait des glaciers du Haut-Valais – B. Murith., *97* (1980) – Sion.
BIRCHER, W. (1982): Klima- und Gletschergeschichte des Saastales: Glazialmorphologische und dendroklimatologische Untersuchungen – Phys. Ggr. U. Zürich, *9*.
GALLAY, A., & CORBOUD, P. (1983): Quarante ans de recherches néolithiques en Valais – Arch. Suisse, *6*/2.
HOLZHAUSER, H. (1982a): Neuzeitliche Gletscherschwankungen – GH, *37*/2.
– (1982b): Die Schwankungen des Großen Aletschgletschers seit 2500 BP – In: M. WELTEN et al.
– (1983): Zur Geschichte der Aletschgletscher und des Fieschergletschers – In Vorber.
– & WETTER, W. (1982): Auswertung historischer Quellen zur jüngsten Gletschergeschichte – In: GAMPER, M., ed.: Beiträge zur Quartärforschung in der Schweiz – Phys. Ggr. U. Zürich, *1*.
MÜLLER, H.-N. (1975): Fossile Böden (fAh) in Moränen (Gäli Egga, Roßbodengebiet, Simplon VS) – B. Murith., *92* – Sion.
– (1977): Fossile Böden (fAh) in einer Schutthalde (Rotelsee, Simplon-Paß VS) – B. Murith., *94*.
– , KERSCHNER, H., & KÜTTEL, M. (1981): Gletscher- und vegetationsgeschichtliche Untersuchungen im Val de Nendaz (Wallis) – ein Beitrag zur alpinen Spätglazialchronologie – ZGG, *16*/1 (1980).
KÜTTEL, M., & MÜLLER, H.-N. (1977): Gletscher-, vegetations- und klimageschichtliche Untersuchungen im Simplongebiet – In: FITZE, P., & SUTER, J., ed.: Führer ALPQUA 77 der Schweiz. Geomorph. Ges.
RÖTHLISBERGER, H. (1981): Eislawinen und Ausbrüche von Gletscherseen – Jb. SNG, 1978, Brig.
WELTEN, M. (1982): Vegetationsgeschichtliche Untersuchungen in den westlichen Schweizer Alpen: Bern–Wallis – Denkschr. SNG, *95*.
– et al. (1982): Palynologische, glaziologische und gletschergeschichtliche Untersuchungen im Aletschgebiet – In: HOLZHAUSER, H., & SUTER, J., ed.: Exkursionsführer Teil B; Westschweiz, Hauptvers. DEUQUA, Zürich – Phys. Ggr. U. Zürich, *7*.
WIBLE, F. (1982): Nouvelles découvertes à Martigny – Forum Claudii vallensium – Arch. Suisse, *5*/1.

S. 33ff.: Als altpleistozäne Ablagerung tritt nach C. Hofmann, M. Hunsdorfer, T. Roppelt & W. Schielle (1983; schr. Mitt.) S von *Obergünzburg,* bei Günzach, eine älteste Grundmoräne auf. Für ihr *günzzeitliches* (?) Alter spricht die Überdeckung mit mindelzeitlichen (?) glazifluvialen Sedimenten und ein in einer Bohrung 1,5 km weiter W auf ihr noch erhaltener, 3–4 m mächtiger Paläoboden. Sedimentpetrographisch zeigt diese Grundmoräne eine starke Beteiligung von Geschieben des «Wertach»-Gletschers mit rund 10 % Wetterstein- bis Oberrhät-Kalken; ihr Anteil in Iller-Moränen beträgt nur 3–4, maximal 6 %. Stabile Schwermineralien – Zirkon, Turmalin, Rutil, Titanit – bewegen sich um 40, in Mindel-Moränen um 30 %. Aufgrund schlecht gerundeter Geschiebe liegt eine Mittel- bzw. Randmoräne vor, die sich zwischen Iller- und «Wertach»-Gletscher erhalten hätte.
In der *Mindel-* und in der *Riß-Eiszeit* stieß der Iller-Gletscher um Obergünzburg am weitesten vor, während der Grönenbacher Lappen stärker zurückblieb. Dies ist wohl auf die einst größere Ausdehnung des miozänen Adelegg-Schuttfächers um Kempten und das damals noch durch den Günztal-Bereich abgeflossene Iller-Eis zurückzuführen. Die zur Mindel-Eiszeit in Resten bestehende tertiäre Hügellandschaft wurde von glazifluvialen und glazialen Sedimenten flächenhaft eingedeckt. In diesem Schotterkörper sind Moränen und eisrandnahe Ablagerungen eingeschaltet. Ihr mindelzeitliches Alter wird durch Überdeckung mit Riß-Moräne und darunter erhaltene fossile Bodenrelikte belegt: 7 km NNW von Obergünzburg wurde unter 15 m Riß-Moräne ein 3–4 m mächtiger Paläoboden erbohrt (H. Jerz et al., 1975); auch 3 km W wurde ein 4 m mächtiger mindel/riß-interglazialer Boden bekannt (Hofmann et al., 1983) und die Schußseismik erbrachte 5 weitere.
Die äußersten Randlagen des rißzeitlichen Iller-Gletschers blieben um Obergünzburg bis 7 km hinter den mindelzeitlichen zurück. Daran schließt ein Abschmelzstadium an, das bereits zu einer Trennung in «Wertach»- und Iller-Gletscher führte. Noch im Hochriß erfolgte der Schmelzwasser-Durchbruch bei Liebenthann durch den Obergünzburger Lappen. Damit war das Engtal der Östlichen Günz N von Obergünzburg festgelegt. Mit dem Eisabbau fand eine starke Tiefenerosion statt, die im Günztal die mindelzeitlichen Ablagerungen weiter ausräumte. Ein letzter Wiedervorstoß des *rißzeitlichen* Iller-Gletschers gibt sich im Moränenwall S von Obergünzburg zu erkennen. Zuvor erfolgte erneut eine bedeutende Tiefenerosion.
Im *würmzeitlichen* Maximalstand reichte die kleine Günztal-Zunge bis Immenthal S von Obergünzburg; sie wurde am Wagegger Sporn fast ganz von der Kemptener Hauptzunge getrennt. Im E stand die Günztal-Zunge bis zum Haarberg-Riedel mit dem «Wertach»-Gletscher in Kontakt.

S. 39, Z. 9: Der *Iller-Gletscher* war im würmzeitlichen Maximalstand noch ins Memminger Feld gerichtet, während an seinem W-Rand der Schmelzwasser-Abfluß über die Rinnen des Legauer Feldes erfolgte. Mit dem Eisabbau fielen die beiden Legauer Rinnen trocken; dabei traten die Schmelzwässer ins Cañontal über. Dort wurde beim ersten Wiedervorstoß die Obere Niederterrasse geschüttet, die bei Lautrach aufs Niveau des Legauer Feldes ausläuft. Zugleich begann sich im Memminger Feld das Ziegelberger Trompetental einzutiefen. Bei einem weiteren hochglazialen Wiedervorstoß (Phase 4, D. Ellwanger, 1980a) setzte sich das Cañontal als Hauptrinne durch, als darin bei temporärem Trockenfallen der anderen Rinnen eine kräftige Tiefenerosion erfolgte. Beim Wiedervorstoß wurde die Untere Niederterrasse aufgeschüttet, die mit dem Schwemmkegel von Unter-

muken aufs rheinglaziale Aitracher Feld mündet. Das Ziegelberger Trompetental stand erneut kurz mit dem Eisrand in Kontakt.
Die höheren Erosionsterrassen im Cañontal stehen mit inneren Randlagen des Iller-Gletschers und mit dem Abfluß des Kemptener Sees in Verbindung; die tieferen lassen sich als ehemalige Talböden ins Kemptener Becken verfolgen (ELLWANGER, 1980b, 1983).

S. 73ff.: Bayer. GLA (1983): Interglaziale und Interstadiale im Bayerischen Alpenvorland (Teil II) – G Bavarica, *84* – München.
ELLWANGER, D. (1983): Der Rückzug des würmeiszeitlichen Iller-Vorlandgletschers – Jber. Mitt. oberrhein. g Ver., NF, *65*.
GROTTENTHALER, W. (1983): Erläuterungen zu Bl. 8036 Otterfing u. 8136 Holzkirchen – Bayer. GLA – In Vorb.
HOFMANN, C., HUNSDORFER, M., ROPPELT, T. & SCHIELLE, W. (1983): Quartär in der Umgebung von Obergünzburg (Exkursion I am 9. April 1983) – Jber. Mitt. oberrhein. g Ver., NF, *65*.
TILLMANN, W., et al. (1983): Erläuterungen zur Geologischen Übersichtskarte der Aindlinger Terrassentreppe zwischen Lech und Donau 1:50000 – G Bavarica, *85* – München.

S. 165, 12. Z.: In *Scuol-Munt Baselgia* konnte L. STAUFFER-ISENRING (1983a, b) in 7 verschiedenen Horizonten in 6 Keramikabschnitten insgesamt 21–25 Häuser ausgraben, so daß von der mittleren Bronzezeit bis in den Fritzens-Sanzeno-Horizont der Eisenzeit mit einer Siedlung von 10–46 Häusern bei einer Haushaltgröße von 4–5 Personen mit 40–230 Bewohnern zu rechnen ist. Die 5×5 bis 8×10 m großen Häuser sind zum Wohnen und für handwerkliche Tätigkeiten gebraucht worden; Ställe, Scheunen und Ökonomiegebäude sind nicht faßbar. Im Hausbau zeichnet sich kaum eine Entwicklung ab: die Häuser sind aus Lärchenholz; Steine dienten für Terrassierungen und zum Schutze der Balken. Pfostenbauten überwiegen; erst in den eisenzeitlichen Horizonten treten Ständer- oder Blockbauten auf. H. ZOLLER (1983) beschreibt die naturräumlichen Voraussetzungen.
Nachdem L. BRUNNER (1981, 1982) im *Rätischen* eine semitische Sprache erkannt hat (S. 242), scheinen sich auch über die *Wanderwege* ihrer Kultur, die wohl mit der Laugener-Melauner Kultur gleichzusetzen ist, in Europa klarer abzuzeichnen. Älteste Formen von Votiv-Inschriften sind von Magrè SW von Schio bekannt, sodann von Verona, vom Doss Caslir S von Cembra, von Sanzeno, von Pfatten/Vadena, aus dem Vinschgau (S. 285), aus dem Unterengadin, von Scuol-Russonch, und von Steinberg in N-Tirol (BRUNNER, 1983).

S. 193ff.: BRUNNER, L. (1981): Rediscovering the Raetic Language – Epigr. Soc. (San Diego), *9*.
– (1982): Die rätische Sprache entziffert – Bündn. Monatsbl. *(1982)*/7–8 – Chur.
– (1983): Entzifferung der rätischen Inschrift von Schuls – Helv. arch., *53*.
STAUFFER-ISENRING, L. (1983a, b): Die Siedlungsreste von Scuol-Munt Baselgia (Unterengadin GR) – Ein Beitrag zur inneralpinen Bronze- und Eisenzeit – Diss. U. Zürich – Zürich (Teildruck); Antiqua *9*, Veröff. SGU (mit Aufsätzen von B. KAUFMANN, M. HOPF, W. SCHOCH, H. ZOLLER, M. MAGGETTI, M. WAEBER und C. MARRO).
ZOLLER, H. (1983): Naturräumliche Voraussetzungen im Verbreitungsgebiet der Laugen-Melaun-Keramik, speziell im Engadin – In: STAUFFER-ISENRING, L. (1983b).
– , & BROMBACHER, CH. (1984): Das Pollenprofil «Chalavus» bei St. Moritz – ein Beitrag zur Wald- und Landwirtschaftsgeschichte im Oberengadin – In Vorber.

S. 502ff.: AMMANN, P. (1980): L'alluvione del 7 agosto 1978 in Val Onsernone – La rottura dell'equilibrio idrogeologico – Quaderni regionali, *2* – Locarno.
GENAZZI, E. (1980): La frana di Campo Vallemaggia – Qaderni regionali, *2*.
ZOLLER, H., & KLEIBER, H. (1967): Über die postglaziale Einwanderung und Ausbreitung der Rotbuche (Fagus silvatica L.) am südlichen Alpenrand – Bauhinia, *3*/2.

S. 571f.: WALSER, G. (1983): Römische Militärinschriften vom Großen St. Bernhard – Arch. Schweiz, *6*/1.

Leider konnten aus Raumgründen weder sämtliche Fehler korrigiert, noch alle Ergänzungen berücksichtigt werden; der Verfasser ist jedoch um jeden Hinweis dankbar.

Nachwort

Wenn der skizzierte Ablauf zuweilen den Anschein erweckt, die Geschichte des Eiszeitalters wäre heute in großen Zügen bekannt und es gehe nur darum, einige Details zu klären, wäre dies ein Trugschluß. Wir stehen in der Erforschung des eiszeitlichen Geschehens viel mehr an einem Neuanfang als an einem Abschluß. Selbst der würmzeitliche Eiszerfall mit seinen Wiedervorstößen erscheint erst skizzenhaft. Die gewonnenen Resultate und Zusammenhänge bedürfen weiterer Festigung. Dies gilt erst recht für prähochwürmzeitliche Abschnitte. So ist der früher (HANTKE et coll., 1967 K) im Bodensee-Rhein-, Linth/Rhein- und Reuß-System als frühwürmzeitlich betrachtete Höchststand wohl als mittelwürmzeitlich einzustufen. Doch scheint dieser älter zu sein als bisher angenommen wurde; er dürfte im marinen Bereich dem Kälte-Maximum um 67000 Jahre v. h. entsprechen, das auf $^{230}Th/^{231}Pa$-Daten basiert. Damit wären selbst die mit Anreicherungen gewonnenen ^{14}C-Daten noch zu tief, was aufgrund ihrer heiklen Gewinnung denkbar ist. Höhere Frühwürm-Werte würden sich auch mit der verschiedenen Erhaltung von Mittel- und Hochwürm-Moränen sowie der seither erfolgten Erosionsleistung decken.

Der erste Frühwürm-Vorstoß ist noch alpenwärts der inneren Jung-Endmoränen zu suchen, was im Bereich der Glattal-Schwelle durch Moräne unter den frühwürmzeitlichen Ligniten und im untersten Zürichsee durch mächtige Silte angedeutet wird.

Gleichaltrige Eisstände, wie sie sich aus Moränenwällen und Erratikerzeilen, Eisrand-Terrassen, Schotterfluren, Sanderkegeln und deren Deckschichten, Abfolgen gestauter See- und Moorsedimente und darin sich widerspiegelnden Vegetationsentwicklungen ergeben, erlauben auch fossilleere Quartärablagerungen einzustufen: die Bildung von Schuttfächern, das Niederbrechen von Bergstürzen, das Absacken von Schichtpaketen, die Verlegung von Wasserscheiden, Flußläufen und Seeufern. Paläontologisch datierte Ablagerungen gestatten auch tektonische und morphogenetische Vorgänge zeitlich einzugabeln. So läßt sich die jüngste Erdgeschichte mit immer genauerer Präzision erfassen. Die einzelnen durch Moränen belegten Eisstände dürften dabei im Zeitwert etwa den Schichtfugen entsprechen, die sich bei ruhiger Sedimentation über weite Distanzen verfolgen lassen. Zugleich gewinnen wir ein Maß für die Dauer geologischer Vorgänge. Der bereits weiter zurückliegende Aufbau des alpinen Eises und das von Rückzügen unterbrochene Vordringen ins Flachland erscheint noch sehr lückenhaft. Da sich dieses Geschehen im Eiszeitalter mehrfach – wenn auch im Einzelnen verschieden – wiederholt hat, wird verständlich, daß die Dokumente, je weiter wir in der Erdgeschichte zurückblättern, immer fragmentarischer werden, bis sie sich im Tertiär verlieren.

Ziel künftiger Quartärforschung wird es sein, bestehende Lücken über das Alter von Ablagerungen und von Ereignissen durch ein immer engmaschigeres Netz paläontologisch und K/Ar- und ^{14}C-datierter Abfolgen mit sedimentologisch und morphologisch faßbaren erdgeschichtlichen Geschehnissen zu verbinden, diese selbst in ihrem Mechanismus präziser zu erfassen und mit den laufend sich verändernden tektonischen und paläogeographischen Daten sowie den damit eng zusammenhängenden paläoklimatischen Veränderungen zu ergründen, um so die unsere Kenntnisse überbrückenden Vorstellungen und Theorien vermehrt mit beobachtbaren Fakten in Einklang zu bringen.

Sach-Register

Aarau-Ist. 580
Aare-Gl. 619, 621, 630, 669
Abbióccolo-Eis (BS) 219
Abies 25, 27, 33, 42, 56, 60, 86, 97, 131, 135, 161, 189, 191, 215, 235f., 305f., 322, 348, 366, 372f., 380f., 400, 407, 434, 439, 442f., 458, 473, 480ff., 520, 543, 589, 618, 630, 633, 642f., 661ff., 666, 669ff.
A. alba 86, 306, 361, 498, 646
Acer 25, 306, 435, 440f., 480f., 484, 543, 659f., 662
A. campestre 499
A. pseudoplatanus 306, 481, 498f.
A. lobelii 306
A. monspessulanum 306
Achen-Gl. (TS, T) 17, 101ff.
Achen-Schwankung (T) 109
Achensee-Eis (T) 110
Acheuléen (Somme) 649
Achillea 408
Ackerbau-Kultur 227, 240, 441, 443, 458f., 566
Aconitum 164, 434
Acqua-Gl. (GR) 155
Acqua-Gl. (TI) 460
Acquilina-Gl. (BG) 330
Adamè, Vedr. di (BS) 321
Adanà-Gl. (TN) 222, 224
Adda-Gl. (SO, CO, BG) 82, 157, 161, 291, 312, 320ff., 337*ff.*, 394ff., 439, 448ff., 626f., 632ff.
Addua fluvius = Adda 379
Adige → *Etsch*
Aduelas, Mons (GR, TI) 474
Adula-Eis (TI) 469*f.*
Aegopinella ressmanni 647
Aftonian-Igl. (USA) 576
Agrostemma 663
Agrostis alpina 570
Aguntum (T) 276
Ahorn → *Acer*
Ahr-Gl. (BZ) 247, 260*ff.*, 264, 268, *272*
Airolo-St. (TI) 450*ff.*, 456, 460*f.*, 466, 468, 470, 472, 477f., 486f., 490f., 498, 514, 523
Ajuga 95
Ala-Gl. (TN) 202
Alb. Hochfl. (TUT-MÜN) 658
Albano-Gl. (CO) 377f.
Albedo 584, 591, 602f., 607, 611f.
Albigna-Gl. (GR) 173, 176, 337, *341f.*, 386, 388f., 391
Albiolo-Gl. (BS, TN) 322
Albogno-Gl. (NO) 499
Albris-Gl. (GR) 181
Albula-Gl. (GR) 623
Alces 109, 135
Alchemilla 570
Alemannen 72, 137, 285f.
Aletsch-Gl. (VS) 620, 639, 679
Alferer-Gl. (BZ) 248
Alisma 234
All'Acqua-St. (TI) 451f., 460, *462*, 478, 494, 523
Allalin-Gl. (VS) 678
Alleröd-Ist. (DK) 104, 113, 132, 134, 189f., 211, 215, 234f., 257, 388, 400, 435, 440, 452, 456ff., 481f., 520, 543, 575, 580, 592, 623f., 633, 641, 659, 676f.
Allitzer-Gl. (BZ) 281
Allium 104, 310, 492
Alnus 20, 60, 93, 134f., 189ff., 211, 317, 322*f.*, 366, 372f., 380f., 407f., 435, 439ff., 458, 481ff., 499, 564, 642f., 645, 659, 662, 666, 669, 671f.
A. glutinosa 27, 210, 317, 498
A. incana 27, *41f.*, 161, 306, 344, 473, 481, 643f., 670
A. viridis 93f., 133, 161, 190f., 407, 435, 439ff., 458, 481ff., 492, 509
Alpbach-Gl. (T) 110
Alpe, Vedr. dell' (SO) 409f.
Alpenpflanzen, höchste 570
Alperschoner-Gl. (T) 50f., 53
Alpjer-Gl. (VS) 518
Alta, Vedr. (BZ) 281
Altheimer Kultur 69f.
Altipianura di Milano 349ff.
Alt-Pleistozän 237, 303ff., 342f., 345, 348, 365, 419, 469, 573f., 576, 584f., *587*, 625, 627
Alvra-Gl. (GR) 166
Amberbaum — *Liquidambar*
Ambitzgi-Kühlph. (ZH) 644
Amersfoort-Ist. (NL) 575, 589, 644f.
Ammer-Gl. (FUS, SOG) 15, 24, 53ff., 81, 102, 631
Ammersee-Lappen (LL, STA) 58
Ammersee-St. (STA) 50, 67, 110
Ampasser Konglomerat (T) 91*f.*
Amphitheater *567*
Anancus 305, 307, 346f.
Andeer-St. (GR) 480, 623
Androsace 310, 570
Ángolo-Gl. (BG) 326
Anguilla 308
Anodonta 217
Antarktisches Eis 608, 612
Antermont-Gl. (TN) 229
Anthericum 214, 435, 458
Antholzer Gl. (BZ) 260f., 264, 273
Antoliva-Gl. (NO) 499
Antrona-Gl. (NO) 507
Anza-Gl. (NO) 507f., 522ff.
Anzola-Gl. (NO) 507
Apfelbäume, höchste 295
Aprikosenbaum, höchster 264
Aquädukt 566
Aquila-St. (TI) 472
Aquilegia 310
Araneae 647
Arbedo-Gl. (TI) 435
Arbola-Gl. (NO) 515
Arca 204, 303
Archidiskodon 305, 308
Argenbach-Gl. (T) 130
Argentière, Gl. de l' (H.-Sav.) 675
Arilica = Peschiera (VR) 216
Arlas-Gl. (GR) 180
Arlberg-Eis (V, T) 48, 52
Armajur-Gl. (T) 51
Armeria 25f., 214, 592, 672
Arpiglia-Gl. (GR) 82, 166, 169
Arsa-Gl. (NO) 507, 512
Arsangs-Gl. (T) 131
Artanava-Gl. (AO) 562
Artbildung 647
Artemisia 26, 93f., 101, 104, 132, 134, 189f., 211, 214, 235, 310, 322f., 365, 368, 373, 400, 406f., 434f., 440, 442, 457ff., 472, 481*f.*, 492, 520, 543, 592, 611, 642f., 663, 668, 670ff.
Artogna-Gl. (VC) 534
Arve → *Pinus cembra*
Arve-Gl. (H.-Sav.) 620
Arzola-Gl. (NO) 512
Aschauer Ache-Gl. (T) 110
Aschauer Nagelfluh (RO) 97
Asche, vulkan. 576, 581, 598, 624
Asphodelus 482
Asplenium 499
Assa-Gl. (VI) 202

Asteraceen → *Compositen*
Astico-Gl. (VI) 202
Astragalus 164
Astrantia 492
Ataeis = Eisack (BZ) 243
Atesis = Etsch (BZ, TN) 243
Athamanta 310
Athoson = Toce (NO) 525
Athyrium 27
Atlantikum 47f., 131, 133, 184, 189ff., 215, 235f., *323,* 372, 407f., 435, 459, 473, 478, 480, 484, 512, 521, 593, 600, 611, 637, 641, 648, 659
Augsburger Feld 18
Augusta Praetoria = Aosta 566ff.
A. Taurinorum = Turin 566
A. Vindelicum = Augsburg 71, 137
Aunjetitzer Kultur (CSSR) 324
Auriglia-Gl. (GR) 476
Aurignacien (H.-Gat.) 68
Aurora-Gl. (NO) 518
Australopithecus 649*f.*
Avellin, Munt = Gotthard (TI) 464
Aviana-St. (VR) 202
Aviolo, Vedr. d' (BS) 321
Avisio-Gl. (TN) 199, 228ff.
Avocado → *Persea*
Axamer Gl. (T) 120
Ayasse-Gl. (AO) 539, 544
Azolla 637

Bacher-Gl. (BZ) *271*
Baden-St. (AG) 620
Bächifirn (GL) 665
Bär, letzte Vorkommen 218, 245
Bärenbart-Gl. (BZ) 288
Bärlapp → *Lycopodium*
Bagnadore-Gl. (BS) 312, 314
Bagnola-Gl. (VC) 529
Baisweiler Wald-Schotter (KF) 18
Bajuwaren 72, 138ff., 237, 244f., 253, 256, 276, 285
Barasson-Gl. (AO) 562
Barcli-Gl. (GR) 157
Bardoney-Gl. (AO) 549, 552
Barents-Schild (USSR) 609f.
Barlas-ch-Gl. (GR) 168
Barnes-Gl. (TN) 232
Basódino, Gh. del (TI) *491f.*
Bassengo-Gl. (TI) 451
Basso, Gh. di (TI) 465f.
Batrachium 104, 481
Baumkirchen-Ist. (T) 234
Bavel-Igl. (NL) 635f., 642
Bavona-Gl. (TI) 491
Bavorgo-Gl. (BS) 311
Bécancour-Grundmor. (USA) 576, 580
Bella Comba-Gl. (AO) 555
Belledonne-Massiv (Isère) 675
Bellegarde-St. (Ain) 621
Bellunum = Belluno 276
Belvedere, Gh. del (NO) *523f.*
Belviso-Gl. (SO) 400
Bergbau 136, 140, 165, 236f., 240, 245f., 251, 254, 256, 275, 277, 334, 384, 392, 408, 526, 566, 569
Bergeller Gl. (GR) 384ff.
Bergföhre → *Pinus mugo*
Bergler-Gl. (T) 130
Bergomum = Bergamo 334
Bergstürze 110f., 115ff., 121f., *307,* 319f., *341,* 366, 386, 392, 397, 401*ff.,* 410*f.,* 447, 460, 466, 475f., 480, *495ff.,* 521, 525, 527, 623
Bernina-Eis (GR, SO) 158, 166, 173, 174f., 180f., 337, 404, *407*
Bernstein 70, 664
Besiedlung 69ff., 135ff., 164ff., 192, 215ff., 227ff., 238ff., 251ff., 275f., 283f., 374, 382, 408, 413, 443, 464, 474, 484, 496, 501, 525ff., 565
Bestattung → *Gräber*
Betula 27, 33, 47, 60, 101, 104, 113, 132ff., 161, 189ff., 210f., 214, 235, 305, 322*f.,* 372f., 381, 400, 406f., 434f., 439ff., 457ff., 472, 480, 482*ff.,* 492, 520, 543, 620, 630, 633, 642ff., 659, 668ff.
B. humilis 472
B. nana 27, 40, 93f., 104, 368, 434, 472, 592, 659, 662, 666, 675, 677
B. pendula 190, 473
B. pubescens 190, 215, 234, 457, 472f., 481
Beutelbach-Gl. (T) 130
Bever-St. (GR) 156f., 169, 171, 173, 175
Beverin-Gl. (GR) 172f.
Biasca-St. (TI) 433, 436, 447*ff.,* 465, 476f., 486f., 490, 497
Biber 238
Biber/Donau-Igl. 655
Biber-EZ 18, 20f., 579, *586,* 617, 652, 655
Bieltal-Gl. (T) 127
Bifertenfirn (GL) 639
Bilitio = Bellinzona 436, *445*
Bilshausen-Igl. (NL, D) 642
Bimsstein *116f.*
Birke → *Betula*
Bison priscus 308, 324
Bithynia 28
Blanka-Gl. (T) 126
Blechnum 499
Blei-Konzentration 660
Blockgletscher 178, 411, 640
Blockstrom 150, 155, 161, 181, 462, 466*f.,* 640f.
Boccoueil-Gl. (AO) 539
Bodengo-Gl. (SO) 385
Bodengrund-Gl. (T) 106
Bodensee-Rhein-Gl. 15, 18, 101, 639, 659f., 662
Bodmer-Gl. (VS) 518, 520
Böder-Gl. (T) 130
Bölling-Ist. (DK) 103f., 113, 122, 126, 134, 137, 187, 189, 211, 215, 235, 400, 406f., 434, 440, 442, 457, 472, 478, 481f., 543, 575, 580, 592, 623, 633, 641, 659, 677
Bösbächi-Gl. (GL) 665f.
Bogna-Gl. (NO) 521f.
Bognanco-Gl. (NO) 507
Boite-Gl. (BZ) *267f.*
Bolgenach-Gl. (SF, V) 15
Bondasca-Gl. (GR) 337, *387ff.*
Bondione-Gl. (BG) 330
Bor di Pacengo-Kultur 333
Boreal 47f., 104, 134, 189ff., 215, 235f., 323, 372, 407, 458, 473, 478, 593, 637, 641
Borgne-Gl. (VS) 620
Borgo 568
Borgonovo-St. (GR) 386, 388
Borlezza-Oglio-Gl. (BG) 307
Borzo/Serio-Gl. (BG) 307
Bos primigenius 308, 564
Bos taurus 218
Bosses, Gl. de (AO) 562
Botrychium 26, 440f., 458, 480, 484
Botsch-Gl. (GR) 157
Bottarello, Gh. del (NO) 522
Brancla-Gl. (GR) 147
Brandbestattung 218, 252
Brandet-Gl. (BS) 321
Braulio-Gl. (SO) 291, 410*ff.*
Bredstedtian 637
Bregenzer Ach-Gl. (V) 15
Breggia-Gl. (TI) 359
Brei-Gl. (BZ) 250
Breitach-Gl. (T, SF) 15, 43
Brembilla-Gl. (BG) 331
Brembo-Gl. (BG) 310, 331ff., 626f., 633
Brenna-Terrasse (CO) 349
Brenner-Eis (T/BZ) 114f.
Brenno-Gl. (TI) 465*ff.*
Brenta-Eis (TN) 199f., 202
Brenva-Gl. (AO) 549, 556f., *559*
Bresciana, Vadr. di (TI) 469
Brevettola-Gl. (NO) 521
Brigantes 71
Brigantium = Bregenz (V) 71
Brivio-St. (CO) 352, 356ff., 361ff., 426
Brixener St. (BZ) 261

Brixentaler Ache-Gl. (T) 110
Brixia = Brescia (BS) 324
Brörup-Ist. (DK) 96, 247, 575, 579, 589f., 645f.
Brombeere → *Rubus*
Bronzezeit 70, 251*ff.*, 256, 258, 263, 275, 277, 283f., 294, 408, 412f., 440, 443f., 458, 464, 484, 496, 501, 512, 524, 526, 564, 566, 593, 663f.
Brot, ältestes 651
Brüggen-EZ (NL) 579
Brünesc-Gl. (TI) 492
Brunssumian (NL) 637
Brusasker-St. (GR) 401f.
Bschlaber-Gl. (T) 50
Buche → *Fagus*
Buchs → *Buxus*
Buchweizen → *Fagopyrum*
Buckelwiese 62*f.*
Buco del Piombo 308, 381
Bühl-St. (T) 25, *233*
Buffalora-Gl. (GR) 157
Bufo 308
Bulimina 203
Bull Lake/Pinedale-Ist. (USA) 581
Bull Lake-Vereisung (USA) 578, 580
Bupleurum 441, 458, 592
Burmium = Bormio (SO) 284
Buthier-Gl. (AO) 539f., 548, 560, 562
Buxus 25, 27, 97, 214, 306, 498, 642, 649, 670

Cademario-St. (TI) 432
Cadenazzo-St. (TI) 433, 497, 501
Cádlimo-Gl. (TI) 454, 459
Cáffaro-Gl. (BS) 222f.
Calancasca-Gl. (GR) 448, 475*ff.*
Caldaras, Vadr. (GR) 172
Caldaro, V.-Ist. (BZ) 234
Calliergon 104
Calluna 135, 440f., 457, 459, 484, 492
Calnegia-Gl. (TI) 491
Cama-Gl. (GR) 478
Camadra-Gl. (TI) 472
Cambodunum = Kempten 71, 137
Cambrena-Gl. (GR) 180, 191, 404ff.
Cambrena-Kph. 406
Camp-Gl. (GR) 405
Campanula 191, 310, 484
Campanulaceen 459
Campiglio-Gl. (BS) *207*
Campignien 69
Campill-Gl. (BZ) 266
Campiona (TN) 216
Campo-Gl. (TI) 468
Campomulo-Gl. (VI) 200
Camponotus 499
Campovecchio-Gl. (BS) 321
Camuni 324, 408
Canaria-Gl. (TI) 461
Candona 26
Canè-Gl. (BS) 321
Canegrate Kultur 443
Canis 217, 239, 308, 564
C. lupus 308f., 496
Cannabis 189, 458f.
Cannobina-Gl. (NO) 429, 499, 501
Capra ibex 163, 165, 238, 308, 324
Capreolus 218, 238, 308, 564
Carassino-Gl. (TI) 467, 470
Cardamine 570
Cardita 303
Cardium 303
Carduus 95
Carema-Quincinotto-St. (TO) 542, 546
Cáreser, Vedr. dei (TN) 232
Carex 163, 210, 214, 380f.
C. baldensis 310
C. curvula 570
C. elata 663
Carpinus 20, 25, 60, 191, 215, 235f., 305f., 435, 440f., 481, 499, 620, 633, 643ff., 646, 660, 662, 669ff.
C. betulus 306, 361, 499
Carpocoris 499
Cary/Port Huron-Ist. (USA) 577, 580
Carya 20, 305f., 365
Caryophyllaceen 93, 132, 459, 473, *482*, 520f., 663
Casaccia-St. (GR) 389
Case forti 569
Casina Cattabrica-Terr. 349
Casletto, Vadr. di (TI) 470
Cassarate-Gl. (TI) 339, 358, 421, 431f.
Cassidulina 203
Castanea 20, 134f., 189ff., 210, 215, 235, 237, 264, 294f., 305f., 317, 322*f.*, 372f., 381, 390, 408, 435, 439ff., 458f., 473, 481f., 498, 535, 564, 660
Castelli, Vedr. dei (SO) 410
Castrum Maiense (BZ) 285
Cathaya 306
Cavaglia-St. (GR) 183, 191
Cavagliasch-Gl. (GR) 404
Cavagnöö, Gh. del (TI) 491f.
Cavagnolo-Gl. (TI) 460*f.*
Cavallascio-Gl. (BZ) 281
Cavergno, Gh. di (TI) *491f.*
Cavril-St. (GR) 389
Cedec, Vedr. di (SO) 410
Cedrus 305f.
Cedullo-Gl. 422
Celtis 215, 294, 344, 637, 642
Ceneri-Arm, Tessin-Gl. (TI, VA) 424
Cengal, Vadr. dal (GR) 390
Cenomanen 242, 324
Cenopus 303
Centaurea 481
C. bracteata 310
C. cyanus 440f., 663
C. grignensis 310
C. nigra 592
C. rhaetica 310
C. scabiosa 211, 458, 592
Centovalli-Eis (TI) *487*, 497, 499
Ceppo 205, 303, 345*ff.*, 419, 625, 632ff.
Ceratophyllum 499
Cerena, Vedr. di (SO) 410
Cerinthe 95, 214
Cervino, Gh. superiore del (AO) *561*
Cervo-Gl. (VC) 537
Cervus 135, 163, 218, 238, 308f., 324, 564
Cesano-Terrasse (MI) 349f.
Cetraria 570
Cevedale, Vedr. del (BZ) 281
Chalamy-Gl. (AO) 539, 544
Chalaus, Vadr. da (GR) 152
Chaleby-Gl. (AO) 562
Chaltwasser-Gl. (VS) 679
Chama 303
Chamer Gruppe (ZG) 69
Champagna-Gl. (GR) 173
Champfèr, L. da, -St. (GR) 173, 175
Chamuera-Gl. (GR) 166, 170, 173
Chapella-St. (GR) 166
Chara 210, 214, 442
Chassey-Kultur 564
Chavannes-Gl., V. d'Ayas (AO) 546
–, La Thuile (AO) 556
Chenopodiaceen 26, 93, 131ff., 189, 211, 214, 365, 406, 434f., 440ff., 457, 459, 472, 482, 520f., 543, 663, 668, 671f.
Cherrytree-St. (USA) 577, 580
Chiappa-Gl. (VC) 532
Chiavenna, L. di (SO) 379
Chiemsee-Gl. (TS) 97
Chiesa-Gl. (SO) 411
Chiese-Gl. (TN) 207, 218*ff.*, 625, 632
Chionomys 648
Chironomiden 93, 677
Chiuro-St. (SO) 320, 332, 384, 393f., 398*ff.*, 409, 450
Chiusella-Gl. (TO) 539, 628
Chöglias-Gl. (GR) 154
Christianisierung 72f., 138, 246, 285f., 525
Chrysanthemum minimum 570
Churer St. 62, 111, 623
Ciampono-Gl. (AO) 545
Cinnamomum 345
Cinuos-chel-St. (GR) 154f., 157, 166*ff.*, 173, 294

Circaea 457
Cirsium 95, 434, 570, 668
Cisles-Gl. (BZ) 250
Cismon-Gl. (BL) 200, 202
Citrin-Gl. (AO) 562
Cladium 210f., 214, 380
Clavadel-St. (GR) 151, 166, 518
Clavalité-Gl. (AO) 539
Clavenna = Chiavenna (SO) 391f.
Clemgia-Gl. (GR) 155ff.
Cleuson-Gl. (VS) 678
Cluozza-Gl. (GR) 150f., 157
Clupea 308
CO_2-Gehalt 598, 611
Coca-Gl. (BG) 331
Codera-Gl. (SO) 384
Coelotes 648
Cogne-Gl. (AO) 539
Coleridge-Asche (USA) 576
Colutea 294, 499
Comarum 214
Comasker «Molasse» (CO) 342f., 609
Comasnè-Gl. (TI) 460
Comboé-Gl. (AO) 539
Comer See-Eis 357, 362, 377f., 394
Como-St. 377
Compositen 93, 189f., 211, 368, 440f., 457, 459, *482,* 484, 520, 663
Comum = Como 382, 413, 436
Conglomerato di Sotto Castello (BS) 219
Convolvulus 441
Coralline-Sedimente (GB) 608
Corbassière, Gl. de (VS) 639
Corbula 303
Cordelia (AO) 566
Cordévole-Gl. (TN, BL) 202
Corgella-Gl. (TI) 448f.
Corisa 499
Corno-St. (TI) *462*
Cornus mas 210, 218, 294, 441
C. sanguinea 210, 214, 294
Coronilla emerus 294
Cortaillod-Kultur (NE) 651, 664
Corte Franca-Lappen, Oglio-Gl. (BS) 316
Corthusa 164
Corvatsch-Gl. (GR) 173, 175, 178
Corvatsch-St. (GR) 178, 398
Corvo-Gl. (TN) 232
Corylus 25, 27, 41, 60, 86, 104, 131ff., 189ff., 210f., 214f., 218, 235, 305, 317ff., *323,* 332, 361, 366, 372f., 380f., 400, 434, 439ff., 458, 478ff., 484, 498, 520, 543, 630, 633, 637, 642f., 645, 659f., 663, 669ff.
Cotinus coccygria 215
Crataegus 441
Crepis 310
Cristallina-Gl. (TI) 462, 494
Cristallo-Gl. (SO) 411
Cristanas-Gl. (GR) 149
Crocuta spelaea 94, 135
Cromer-Komplex (GB) 21, 305f., 308, 351, 574, 576, 579, 635f., 642
Cruciferen 26, 211, 214, 458, 473, 592
Crusc-Gl. (GR) 386
Cryptogramma 481
Cuccio-Gl. (CO) 357
Cugnasco-Gl. 448
Cugnasco-St. (TI) 436, 449
Cugy-St. (FR) 672
Cui-Gl. (NO) 499
Cuneaz-Gl. (AO) 546
Cuneocythere 26
Cupressaceen 20, 306
Cupressus 361
Curia = Chur (GR) 391f.
Cymbella 372
Cynosurus cristatus 213
Cyperaceen 26, 93, 104, 131f., 134, 189ff., 211, 317, 322, 407f., 442f., 473, 482, 484, 663, 670f.
Cyprinus 308
Cytherissa 26
Cytisus 310

Dachauer Moos (M, DAH) 70
Dama 309
Dammkar-Gl. (GAP) 62
Daphne 215
Daun-St. (T) 172, 225, 229, 251, 552, 623, 625, 678
Davoser Eis (GR) 667
Dawin-Gl. (T) 124
Deckenschotter, Ältere *19,* 618, 630, 633, 653
Deckenschotter, Jüngere *19,* 35, *38,* 618, 630, 633
Dendrochronologie 47, 593, 599, 664
Denekamp-Ist. (DK) 575, 580, 590
Dentalium 303
Dévero-Gl. (NO) 507, 512, 514f.
Devon-Tillite 635
Dezzo-Gl. (BG, BS) 312, 318
Dianthus 95, 191
Diatomeen 305f., 345, 372, 611, 662
Dicerorhinus 305, 308, 657
Diffluenz 512
Diospyros 345
Diplopoden 647
Discoaster 647
Discus 647
Disgrazia-Gl. (SO) *397f.*
Diveria-Gl. (NO) 507, 512, 517ff.
Dömitz-Igl. (DDR) 643
Dolomiten-Gl. (BZ, TN) 199, 234, 625
Donacia 499
Donau-EZ 18, 20f., *304f.,* 579, *587,* 617, 652, 655
Donau/Günz-Igl. 655
Dora Baltea-Gl. (AO, TO, VC) 539–572, 628, 634
Dora Riparia-Gl. (TO) 543
Dosegù, Gh. di (SO) 410
Doveria-Gl. (NO) 499
Draba 192
Drac-Gl. (Isère) 674
Dracocephalus 164
Drance-Gl. (VS) 620
Dranse-Gl. (H.-Sav.) 621
Drau-Gl. (BZ, K) 260
Drenthe-Warthe-Abschnitt 580
Drögh-Gl. (GR) 386
Drosera 482
Drumlin-Scharen 37, 50, 54, 59f., 102
Dryas 27, 90, 93, 211, 481, 675
Dryaszeit, Ält. 132, 135, 162, 179, 189, 234f., 400, 441, 457, 580, 623, 659, 676f.
Dryaszeit, Älteste 104, 472, 592, 668, 675, 677
Dryaszeit, Jüng. 101, 113, 118, 134f., 189f., 235, 381, 406, 435, 441, 452, 458f., 472, 482, 492, 521, 543, 580, 593, 625, 659, 668, 672, 676ff.
Dryomys 308
Dryopteris 498
Duan-Gl. (GR) 389
Dügüral-Gl. (GR) *403,* 405
Dürnbach-Gl. (MB) 65
Dürnten-Ist. 644, 646
Dürrach-Gl. (TÖL) 60
Duggia-Gl. (VC) 529
Duran-Gl. (BZ) 229

Ebersberger-St. (EBE) 101
Eburon-EZ (NL) 579
Edelkastanie → *Castanea*
Édolo-St. (BS) 320f.
Eem-Igl. (NL) 25, 27, 60, 208, 219, 498, 574, 576, 579, 584, 588ff., 611f., 623, 624, 631f., 635f., 643ff., 646, 669
Efeu → *Hedera*
Efra-Gl. (TI) 486
Egesen-St. (T) 114, 172, 179, 183, 225*f.,* 404, 552, 623, 625, 678
Eggen-Gl. (BZ) 210, 246
Egua-Gl. (VC) 532, 533
Eibe → *Taxus*
Eiche → *Quercus*
Eichenmischwald 27, 60, 104, 132, 134, 189, 191, 210f., 214f., 235f.,

247, 306, 317, 322, 372, 380f., 440, 406f., 434, 439ff., 458, 480, *482,* 484, 520, 611, 620, 642f., 645, 663, 670, 673
Eisack-Gl. (BZ) 84, 103, 197ff., 210, *233f.,* 237, 247f., 259f., 632
Eisenburger Feld (MM) 653
Eisenzeit 48, 70, 137, 165, 190, 216, 236, 239, 241, 245, 252, 257, 275, 283, 290, 294, *323f.,* 333, 383, 413, 443, 474, 525, 566, 660
Eiszeit-Modelle 606ff.
Ekholt-KZ (SHL) 635
Ekliptik-Schiefe 599, 601, 603*ff.*
Elch → *Alces*
Ellerhoop-WZ (SHL) 635
Elmshorn-KZ (SHL) 636
Elster-EZ 573, 576, 579, 636, 642
Elvelinus = Gotthard (UR, TI) 464
Elvo-Gl. (VC) 538
Elyna 570
Emmen-Gl. (BE, LU) 619, 621, 630
Emmer → *Triticum*
Empetrum 459, 481
Emys europaea 308, 649
Engadiner Eis (GR) *82,* 173, 175f., *186,* 624
Engadiner (= Schwaben)-Krieg 286
Engelhardtia 305
Enna-Gl. (CO, BG) 331f.
Enns-Gl. (S, SZ) 17
Entrelor-Gl. (AO) 552
Eozän 603, 656
Eozän/Oligozän-Wende 606
Ephedra 93, 104, 134, 190, 211, 214, 235, 365, 368, 406, 434f., 440f., 457, 459, 472, 480, 482, 492, 520f., 543, 592, 663
Ephemera 499
Ephippiger 647
Epi-Gravettien 257
Epilobium 440, 458, 473, 484
Epinel-St. (AO) 549, 552
Eporedia = Ivrea (TO) 566
Eppaner Steinkisten-Kultur (BZ) 283
Equisetum 86
Equus 70, 308, 564
Erbse → *Pisum*
Erdachsen-Verlagerung 606
Erdbahn-Elemente 597, 599ff., 610ff., 629
Erdbeben 476
Erdbeere → *Fragaria*
Erdpyramiden 152, 198f., *259,* 263, 282
Erdströme 155, *162f.*
Erica 670
Ericaceen 135, 189, 191, 214f., 434, 457, 459, *482,* 484, 521
Eriophorum 213
Eritrichium 570
Erle → *Alnus*
Erlenmoos-Schotter (BC) 652, 655
Erolzheimer Schotter (BC) 35
Ertinger Schotter 655
Erzlager → *Bergbau*
Es-cha-Gl. (GR) 166
Esche → *Fraxinus*
Esino-Gl. (CO) 352, 356
Esker 575
Estellette-Gl. (AO) 556
Estionen 71
Etrusker 70, 216, 324, 373, 382f., 413, 443f., 464, 664
Etruskische Schrift 444
Etsch-Gl. (BZ – VR) 81, 84, 197–302, 322, *338,* 624, 632
Etsch-Hochwasser 242
Eucommia 635
Euphorbia 95, 104, 310
Evançon-Gl. (AO) 539f., *546f.*

Fagopyrum 189, 443
Fagotia 28f., 31
Fagus 56, 60, 86, 191, 210, 215, 218, 235f., 322, 332, 348, 372f., 380f., 434f., 439f., 442f., 458, 480, 498, 521, 543, 633, 642ff., 646, 660, 662f., 670, 674
Faido-St. (TI) 450*ff.,* 460, 466, 476ff., 486f., 490, 492, 494, 497f.
Fain-Gl. (GR) 179f.
Fain, V. da, -St. (GR) 179
Falgin-Gl. (BZ) 287
Fallbach-Gl. (T) 126
Falmiur-Gl. (BZ, T) 288
Fanes-Eis (TN) 246
Fares-Gl. (VS) 678
Farne 191, 442, 458, 473, 484, 492
Fassa-Gl. (TN) 198
Fasul-Ferner (T) 125
Faulbaum → *Frangula*
Febbraro-Gl. (SO) 390
Fedoz-Gl. (GR) 173, 178f.
Fee-Gl. (VS) 639, 678
Feigenbaum-Vorkommen 564
Felis pardus 308
F. silvestris 308
F. spelaea 94, 135, 308
Fellaria, Vedr. di (SO) 398
Felsstürze 392, 449f., 455, 553
Felszeichnungen 252, 322*ff.,* 412, 443
Fenga, Vadr. da (GR) 126
Fer-Gl. (AO) 539
Fernau-Gl. (T) 113, 119
Fernau-St. (T) 119, 395
Fernerspitz-Gl. (BZ) *148*
Fernpaß-Bergsturz (T) 110f., 122
Ferrera-Gl. (CO) 365
Ferret-Gl. (AO) 556
Ferretto 201, 206, *304f.,* 309, 326, 331, 346*ff.,* 419, 510, 537, 540, 625, 632
Fersina-Gl. (TN) 208
Festuca 570
Fétigny-St. (FR) 672
Feuerstein-Geräte → *Silex*
Fex-Gl. (GR) 173*f., 176ff.*
Fibeln 70ff., 227, 566
Fichte → *Picea*
Fiescher Gl. (VS) 621, 639, 679
Filipendula 20, 214, 441, 472
Fimber-Gl. (GR, T) 126
Findelen-Gl. (VS) 639
Fiorano-Kultur 238
Fischbachian (RWL) 637
Fischfang 69, 382, 566
Fischlein-Gl. (BZ) 274
Fischreste 92f., 238
Fiumetta-Gl. (NO) 511
Fiumicello-Gl. (BS) 321
Fjøsangerian 574
Flachs → *Linum*
Flandrische Transgression 205
Flath-Gl. (T) 126
Flaum-Eiche → *Quercus pubescens*
Fliehburg 242, 251
Flimser Bergsturz (GR) 623
Flin-Gl. (GR) 168
Floiten-Gl. (T) 106
Flügelnuß → *Pterocarya*
Föhre → *Pinus*
Fonteno-Gl. (BG) 313*f.*
Foraz-Gl. (GR) 155
Forca, Gh. della (AO) *561*
Fornee, Vadr. di (TI) 470
Forni, Gh. dei (SO) 410
Forno, Vadr. del (GR) 388
Forno, Vadr. del (SO) 410
Fortuna-Oszillation (RWL) 635
Foscagno-Gl. (SO) 412
Foss-Gl. (TI) 460
Fotscher-Gl. (T) 120
Fóuda-Gl. (TI) 451
Fragaria 218, 663
Fragillaria 345
Frana di Campo (TI) *493*
Frangula 210, 440f., 499
Franken 285, 374, 445, 525, 568
Fraxinus 306, 317, *323,* 435, 440f., 458, 480f., 499, 543, 645, 659f., 662, 671
F. ornus 27, 214f., 235f., 294
Frébouze-Gl. (AO) 556
Frechen-Igl. (RWL) 635
Frechen-KZ (RWL) 635
Freibrunner Ferner (BZ) 287
Frerone-Gl. (BS) 320
Fresken, alte 216, 334

Frimmersdorf-Igl. (RWL) 636
Frodolfo-Gl. (SO) 409
Frötsch-Gl. (BZ) 249
Frosnitz-KZ (T) 133f., 236
Frua-Gl. (NO) 518
Früh-christliche Zeit 72f., 216 383f.
Früh-Mittelalter 48, *72,* 138
Ftur-Gl. (GR) 157
Fuchs → *Vulpes*
Fümegn-Gl. (TI) 498
Füramoos-WZ (BC) 589
Fully-Gl. (VS) 677
Fumana 440
Fumaria 164
Fuorn-Gl. (GR) 157

Gader-Gl. (BZ) 247, 262, 264ff.
Gadria-Mure (BZ) 295
Gaglianera, Gh. da (GR) 471
Gaisberg-Ferner (T) 120
Galavesa-Gl. (BG, CO) 352
Galium 164, 311
Gallier 71, 216, 334, 374, 383f., 391, 443f.
Gallo-Gl. (GR, SO) 161, 291
Gamor-Gl. (T) 130f.
Ganariente (TI) 496
Garda-Eis (TN, BS, VR) 206, 218, 221, 632
Gardingian 637
Gassellahn-Gl. (GAP) 62
Gastropoden 21, 218, 306, 419
Gauli-Gl. (BE) 639
Gâvia-Gl. (SO) 410
Gefäße → Keramik
Gehängeschutt-Brekzien 31ff.
Gemse → *Rupicapra*
Generoso-Gl. (TI) 359
Genfersee-Becken 620
Gentiana 570
Gepatsch-Gl. (T) 83, 128f.
Gephyrocapsa 647
Gera-Gl. (BG) *326f.,* 331
Geräte 69, 227
Geranium 481, 484, 492
Gérine/Ärgera-Gl. (FR) 621
Germanen 72, 140, 244
Germanisierung 166, 254, 286
Gerste → *Hordeum*
Gesteinsgletscher → Blockgl.
Getreide(bau) 69, 131, 161, 189, 191, 218, 227, 236, 239, 408, 413, 435, 440f., 458f., 473, 482, 484, 651, 660, 663
Geum 570
Gianda Viva (GR) 181f.
Giaraingia-Gl. (GR) 151
Giona-Gl. (TI, VA) 428, 430, 434
Giornico-St. (TI) *452*
Gipskraut → *Gypsophila*
Gisikon-Honau-St. (LU) 369
Giumellina-Gl. (SO) *395f.*
Glärnisch-Gl. (GL) 665
Gleirsch-Gl. (T) 120
Gleno-Gl. (BG) 319
Gletscherbett-Temperatur 640
Gletschermühle 210, 279, 386, 404, 513
Gletscherschliff 278, 286, *315,* 449, *478,* 553, 656
Gletscherwind 589, 590, 640
Glider-Gl. (BZ) 249
Globigerina 647
Glockenbecher-Kultur 69, 227
Glütsch-EZ (BE) 620
Glyptostrobus europaeus 344
Gnaphalium supinum 570
Göscheneralp-Kaltphase (UR) 163, 520, 601, 675, 678f.
Golasecca-Kultur (VA) 382, 443, 525
Golavesa-Gl. (CO) 362
Goldhafer → *Trisetum*
Gold-Vorkommen 525f.
Golfstrom 602f., 608f., 641
Gondo-St. (VS) 518
Gondwana 606
Gorner-Gl. (VS) 639
Goten 244, 525, 568
Gräber(feld) 70ff., 165, 216, 218, 227f., 239f., 244, 253, 275f., 284, 324, 333f., 373, 383f., 391f., 443f., 464, 484, 501, 525, 564ff.
Gräser → Gramineen
Graines-Gl. (AO) *546,* 548
Gramaiser-Gl. (T) 50
Gramian 637
Gramineen 26, 93f., 132f., 135, 189ff., 211, 214, 235, 317, 322, 365, 400f., 406ff., 434f., 442f., 473, 482, 484, 543, 663, 668, 670, 672
Gran Croux, Gh. di (AO) *551*
Gran Zebrù, Vedr. del (SO) 410
Grand Etrêt, Gl. du (AO) 552
Grand Eyvia-Gl. (AO) 549ff.
Grasletten-Kees (T) 106
Grasnelke → *Armeria*
Gratacasolo-Gl. (BS) 312
Grateis-Gl. (BZ) 279
Gravuren → Felszeichnungen
Great Lake-Wiedervorst. (USA) 578, 580
Greina-Brenno-Gl. (TI) 466, 468, 471
Grenzhöhle (FUS) 68
Grevasalvas-Gl. (GR) 173
Grialetsch-Gl. (GR) 151
Gribbio-Gl. (TI) 450f.
Gries-Gl. (VS, TI, NO) 460f., 463, 507f., 513, *517*
Grieß-Ferner (T, BZ) 249
Grießbachjoch-Kees (T) 106
Grießernu-Gl. (VS) 518, 520
Grigna-Gl. (CO) 366
Grigno-Gl. (TN) 200
Grimmia 570
Grindelwald-Gl., unterer 593, 594, 639
Grisenche-Gl. (AO) 539, 549. 553
Grödner Gl. (BZ) 198, 250
Grönenbacher Schotter (MM) 18, 653
Grönland-Eisschild 609
Grono-Gl. (GR) 477
Groppen 93
Groppera-Gl. (SO) 390
Großsäuger 135, 307ff., 329, 636
Grub-Warmisrieder Sch. (KF) *19*
Grübele-Gl. (T) 127
Grünau-Ferner (T) 133f.
Grünerle — *Alnus viridis*
Gschnitz-Gl. (T) *111,* 114, 229
Gschnitz-St. (T) *112,* 166, *225f.,* 248, 250, 264f., 268, 271, 274, 281, 287f., 398, 518, 544, 623, 625
Gsieser Gl. (BZ) 258, 260, 274
Güglia-Gl. (GR) 179
Günz-EZ 18*f.,* 28, *304*ff., 346f., *364,* 419, 579, 587, *588,* 602, 617, 618, 630, 642, 652f., 655
Günz/Haslach-Igl. 655
Günz/Mindel-Igl. 305f., 579
Güz, Vadr. dal (GR) 178
Guilwood-St. (USA) 576
Gulo 308
Gumbotil (USA) 576
Guntia = Günzburg (GZ) 71
Guntmadinger Terrasse (SH) 662
Gurgler-Gl. (T) 119f.
Guslar-Ferner (T) 120
Guspis-Firn (UR) 667
Gypsophila 132, 211, 481, 592, 668
Gyraulus 28, 31
Gyrophora 570
Gyrosigma 372

Hafer 564
Hagebuche → *Carpinus*
Hahnenfuß → *Ranunculus*
Hallstatt-Zeit (O) 70f., 136, 139, 240, 251f., 277, *323,* 444f., 464
Hartford-Asche (USA) 576
Hasel → *Corylus*
Hasenohr → *Bupleurum*
Haslach-EZ 579, 617, 630, 652ff., 655
Haslach/Mindel-Igl. 653, 655
Hauer-Gl. (T) 119
Haustierhaltung 240
Hedera 27, 214f., 306, 435, 543, 659, 671

Heggbacher Schotter (BC) 652, 655
Heidensteig/Troj Pajan (BZ) 256
Hekla-Ausbruch (IS) 598
Helianthemum 104, 132, 134, 211, 214, 368, 435, 482, 663, 668, 675
Helix 345
Helleborus 306
Hemlocktanne → *Tsuga*
Hengelo-Ist. (NL) 575, 590
Heracleum 434, 492
Heurtyer-Gl. (AO) 549ff.
Hickory → *Corya*
Himantidium 306, 345
Hintereis-Ferner (T) 120
Hinterrhein-Eis (GR) *478,* 480
Hippophaë 27, 93, 104, 134, 161, 189f., 211, 214, 234ff., 373, 434f., 440, 457, 472, 520, 543, 644, 659, 662, 666, 670ff.
Hirsch → *Cervus*
Hirschberg-Gl. (TÖL, MB) 60
Hirse → *Panicum,* → *Setaria*
Hirtwald-Schotter (OAL) 18*f.*
Histor. Dokumente 678
Hitzenhofener Feld (NU) 18, 653, 655
Hoch-Ferner (BZ) 249
Hochjoch-Ferner (T) 120
Hochland-Brekzie (GAP) 31f.
Hochmittelalter 139, 190, 319, 464, 601
Hochterrassen-Schotter 19, 29f., 35, 305, 328, 633, 653
Hochwasser *187,* 279, 290, 372, 380, 437f., 485, 494, *502,* 512
Höhenbach-Gl. (T) 51
Höhensiedlung 71, 165, 240ff., 484
Höhlenbär → *Ursus spelaeus*
Höllental-Ferner (GAP) *57*f.
Höttinger Brekzie (T) 84, *86f., 91,* 258, 588, 624
Höttinger Kultur (T) 136
Hoher Ferner (BZ) 281
Hohlaub-Gl. (VS) 678
Hohsand-Gl. (NO) 507f., 513f., *516*
Holstein-Igl. (SHL) 21, 25, 574f., 579, 587, 611, 618, 624, 629ff., 636, 642ff., 646, 652, 661, 674
Holunder → *Sambucus* 663
Holzkohle 256, 458
Holzstöcke-Schotter (BC) 652, 655
Homattu-Gl. (VS) 518, 520
Hominiden 649*f.*
Hopfen → *Humulus*
Hopfenbuche → *Ostrya*
Hordeum 218, 236, 663
Horgener Kultur (ZH) 664
Horlach-Gl. (T) 116*f.*
Horn-Kees (T) 106
Hornbach-Gl. (T) 50
Hornstrauch → *Cornus*
Hostilla = Ostiglia 243
Hübsch-Gl. (VS) 679
Hüfifirn (GR) 639
Hüfingen DS 658
Hügelgräber-Menschen 165
Huminsäure-Datierung 641
Humulus/Cannabis 189, 435, 458f., 484, 660
Hunnen 285
Hurden-St. (SZ) 102, 367, 369, 622, 672
Hyaena crocuta 308
H. spelaea 308
Hyalinia 345
Hylobius piceus 21
Hypnum 472f., 481

Ianco-Gl. (VC) 538
Ilex 27, 96, 306, 442
Iller-Gl. (SF, OA, KE) 15, 17f., 33–48, 624, 631, 652
Iller-Lech-Platte (Schwaben) *21,* 652f.
Illinoian (USA) 575f.
Illyrer 275, 284, 324
Ilyocypris 28
Imagna-Gl. (BG) 331
Inferno-Gl. (BG) 332
Inferno-Gl. (NO) 512
Inn-Gl. (GR, T, RO, WS) 15, 17, 24, 26, 29f., 49, 58, 61, 64f., 67f., 79–197, 286, 337, 624f., 631f.
Inn/Isar-Gl. (Obb.) 16f., 23, 26, 60, 62
Inn/Loisach-Gl. (Obb.) 53
Inntal-Kultur (T) 136
Inntal-Schotter (T) 88, 90
Inntal-Terrasse (T) 84–95, 121, 130, *138,* 624
Inschriften 228, 275, 334, 443
Insekten 499, 677
Iowan (USA) *575*f.
Iris 380, 484
Irsee-Sch. (KF) 18
Isar-Gl. (Obb.) 16, 28, 30, *55f.,* 58*ff.,* 84, 100, 631f., 653
Isar-See (GAP) 33
Ischgl-St. (T) 127
Isoëtes 442, 481
Isorno-Gl. (NO, TI) 499
Isorno-Gl. (NO) 507, 512, 515
Isostasie 656
Ispra-St. (VA) 428ff., 436, 448, 476, 485ff., 499, 511, 542
Ittinger Schotter (TG) 659
Iuvavum = Salzburg 71

Jachen-S. (TÖL) 62
Jahrring-Analyse → *Dendrochronol.*
Jams-Gl. (T) 127
Jaramillo-Event 21, 635, 642
Jenbach-Gl. (RO) 80, 104
Jorio-Arm (TI) 447
Judenkopf-Brekzie (T) 87
Jufplaun-Gl. (GR) *158,* 291
Juglans 20, 25, 60, 134f., 189, 191, 215, 235, 237, 264, 294, 305f., 344, 373, 435, 443, 473, 481f., 484, 499, 660, 662
J. bergomensis 305
Julia-Gl. (GR) 623
Jungpaläolithikum 69, 135
Jungsteinzeit → *Neolithikum*
Juniperus 27, 104, 132ff., 161, 189ff., 190f., 211, 214f., 234f., 246f., 306, 322*f.,* 400, 406f., *434f.,* 457, 472, 484, 492, 520f., 435, 543, 564, 645, 659f., 662, 668, 671f., 677
J. communis 499
J. nana 570
J. sabina 499

Käfer 677
Kälte-Schub 611
Känozän 635f., 649
Känozän/Pleistozän-Grenze 642
Kärlicher Igl. 636
Kaiser-Gl. (T) 51, 102
Kaiserberg-Gl. (T) 128
Kaiserstraße (BZ) *243*
Kalm-Gl. (BZ) 279
Kaltenberg-Gl. (V, T) 125
Kaltern-Schotter (BZ) *233*
Kander-EZ (BE) 620
Kander-Gl. (BE) 639
Kansan (USA) *575*f.
Kansan-Till (USA) 576
Karibischer Strom 602
Karl der Große 382, 408, 413
Karlin-Gl. (BZ) 287
Karoling. Kultur 286, 334
Kartell-Ferner (T) 125, 127
Karwendel-Eis (T) 59
Kastanie — *Castanea*
Kaufbeurer Lappen (KF) 35
Kauner Gl. (T) 128
Kelchsauer Gl. (T) 110
Keller-Ist. 646
Kelten 71, 275, 382f., 525
Keltenzeit 324, 413, 473, 664f.
Keramik 69ff., 136, 215f., 227, 238, 240ff., 252f., 275, 283f., 333, 381ff., 391f., 413, 484, 564f., 569, 664
Kessel-Ferner (BZ) 283
Kesselwand-Ferner (T) 120
Keteleeria 306
Kiefer → *Pinus*
Killwangen-St. (AG) 580, 622
Kimbern 242, 444, 525

Kirchberger Schotter (BC) 652, 655
Kirchseeon-St. (EBE) 100f., 104
Kirschbäume, höchste Vorkommen 295, 564
Klaffenbach-Gl. (TÖL) 60
Kleinsäuger 636, 648
Klima-Ablauf, neuzeitl. 654
¬ quartärer 584–592
Klimastürze 668
Klöntal-Gl. (GL) 622
Kloster-Gründungen 73, 443f.
Klostertaler Gl. (V) 127
Knautia 311, 484
Knochenbrekzie 303, 308
Knöterich → *Polygonum*
Knutten-Gl. (BZ) 270
Köcherfliegen → Chironomiden
Köfelser Bergsturz (T) *116ff.*
Königsried-Stockener Schotter 655
Konstanzer St. (KN) 50, 54, 60, 102, 369, 662, 672
Kornblume → *Centaurea*
Kornelkirsche → *Cornus*
Kornrade → *Agrostemma*
Kremsmünster-Nagelfluh 655
Kreuz-Ferner (T) 120
Kromer-Gl. (V) 127
Kromer-St. (V) 127, 172
Krückau-KZ 635
Krumbach/Saulgau-Igl. (SLG) *655*
Krumplehner-Brekzie (T, GAP) 32f.
Kuchen-Gl. (T) 125
Küchel-Ferner (T) 125
Kultstätten 72f., 444, 501, 566
Kulturpflanzen 593, 660, 663
Kulturzeiger 440, 473, 492
Kupfer-Zeit 165, 240, *323,* 524

Laachersee-Bimstuff 39, 659, 677
Laaser Gl. (BZ) 197, 281
Laaser S. (BZ) 281f.
Laburnum 306
Lacus Benacus = Garda-S. 216
L. Ceresius = Luganer S. 374
L. Eridius = L. d'Idro (BS) 216
L. Sebinus = L. d'Iseo (BG, BS) 324
L. Verbanus = L. Maggiore 436
Ladiner 276
Längenfeld-Brekzie (GAP) *32*
Lärche → *Larix*
Lafair-Gl. (T) 130
Lagaun-Ferner (BZ) 282
Lagerungsdichte v. Moränen 639
Laggin-Gl. (VS) 518, 678
Lago Maggiore-Eis 424
Lagrev-Gl. (GR) 173
Laguné-Cambrena-Gl. (GR) 404f.
Lahner Kees (BZ) 272
Laianci 275
Laine-Gl., Gr. (TÖL) 62
Laione-Gl. (BS) 223
Landquart-Gl. (GR) 622
Landwasser-Gl. (GR) 623
Landwasser-Gl. (VC) 531
Lang-Gl. (VS) 639
Langen-Ferner (BZ) 281
Langenfeldian (SHL) 637
Langental-Gl. (T) 113
Langgrub-Ferner (BZ) 287
Langkofel-Gl. (BZ) 250
Langobarden 216, 228, 244f., 253, 256, 276, 285f., 324, 334, 374, 382f., 391, 408, 413, 444f., 525, 568
Langtaler Ferner (T) 120
Langtaufener Gl. (BZ) 287f.
Languard-Gl. (GR) 173, 180*ff.*
Lanterna-Gl. (SO) 396
Lares-Gl. (TN) 225
Largh-Gl. (GR) 386
Larix 21, 86, 134, 161, 163f., 189ff., 211, 214f., 234, 236, 306, 407, 435, 442f., 472f., 481f., 492, 499, 520f., 524, 535, 543, 643ff.
Lascaux-Ist. 187, 644
Laschadura-Gl. (GR) 157
Laserpitium 311
Lasius 499
Latemar-Gl. (BZ) 249
Latène-Zeit (NE) 71, 137, 242, 252, 256, 284, 333, 373, 382, 391, 408, 444, 484
Latscher St. (BZ) 281, 292
Laugener Kultur (BZ) 252f., 256
Laupheimer Schotter (BC) 652, 655
Lauraceen 345
Laurentischer Eisschild 575ff.
Laures-Gl. (AO) 539
Laurus 361
Lauson-Gl. (AO) 550f.
Lavassey-Gl. (AO) 552
Laveciau-Gl. (AO) 552
Laver-Gl. (GR) 154
Lavinuoz-Gl. (GR) 148
Lecanora 570
Lecco-Arm (CO) 352, 356f., 360, 362, 378, 634
Lecco-St. (CO) 366f., 369f., 375, 377f., 399, 627
Lech-Feld (SMÜ, A) 18
Lech-Gl. (V, T, FUS) 15ff., 25, 35, 42, 48–*53,* 126, 630
Lech-Schotter 20
Leerdom-Igl. (NL) 636, 642
Legföhre → *Pinus mugo*
Leggia-Gl. (GR) 477
Leguminosen 345
Leis-Gl. (GR) 477
Leitzach-Gl. (MB) 16f., 58, 64ff., 81, 100, 631f.
Lenkstein-Ferner (BZ) 271
Lens 663
Leogra-Gl. (TN) 202
Leone, Gh. del (AO) *561*
Leone-Gl. (NO) 518
Leontodon 311, 570
Lepontier 464, 474, 524f.
Leptobos 305, 308, 342, 381
Leptusa 647
Lepus 308
Lesgiüng-Gl. (TI) 465
Leuciscus 308
Leutatsch-Gl. (T) 107f.
Levallois-Kultur (S.-St.-D.) 674
Levrange-Höhle (BS) 227
Lex Blanche-Gl. (AO) 549, 556*f., 560*
Libralces latifrons 308
Lichenometrie 678
Lignit → Schieferkohle
Ligurer 216, 240, 284, 333, 374, 408, 443, 501, 535
Ligusticum 435, 473
Ligustrum 294
Likates 71
Lilium 215, 481
L. martagon 492, 521, 543
Limes (D) 71
Linaria 104, 311
Linde → *Tilia*
Linse → *Lens*
Linth-Gl. 59, 619, 622, 672
Linth/Rhein-Gl. 101, 621f., 630, 659, 665, 672
Linum 104, 392, 663
L. angustifolia 443
L. perenne 95
Liquidambar 305, 344, 365, 633
Liro-Gl. (SO) 337, 377f., 384f., 390
Lischana-Gl. (GR) 79, 150, 156
Lisenser Ferner (T) 121
Little Ice Age 594
Litz-Gl. (V) 125
Litzner Gl. (V) 127
Livo-Gl. (CO) 377f.
Loana-Eis (NO) 500
Löbbia, Vedr. della (TN) 227
Löbben-Kühlph. 236, 600, 675, 678
Löffler-Kees (T) 106
Löß 30f., 35, 201, 309f., 590f., 604, 617, 628, 636, 655
Lößstaub-Verschmutzung 608
Loisach-Gl. (Obb.) 16, 53ff., 58, 631
Loisach/Isar-Gl. (Obb.) 15ff., 26, 58–62
Loiseleuria 458, 481
Lonicera 104, 214
Loo-Gl. (AO) 544
Loranco-Gl. (NO) 521
Lotus alpinus 570
Lucendro-Gl. (TI, UR) 460

Luchs 163, 245, 496
Lucy, Hominide *649*
Lukmanier-Arm (TI) *469*
Lunga, Vedr. (BZ) 281
Lurago-Terrasse (CO) 349f.
Lusse-Gl. (AO) 555
Luzula 570
Luzzone-Gl. (TI) 468, 470, 472
Lycopodium 484, 670
Lymnaea 28, 345
Lyrurus 308
Lys-Gl. (AO) 539, 542, 544f.
Lythrum 211

Mackinaw-Ist. (USA) 577, 580
Macugnaga-Gl. (NO) 524
Madatsch-Ferner (BZ) 291
Madésimo-Gl. (SO) 390
Madlein-Gl. (T) 126
März-Gl. (T) 53
Magadino-St. (TI) 486, 488
Magdalénien (Dord.) 68
Maggia-Gl. (TI) 420, 424, 430, 434, 436, 490, 492, 494, 499, 634
Magliasina-Gl. (TI) 421, 432f.
Magneto-Stratigraphie 574, 580, 585, 604
Maighels-Gl. (GR) 667f.
Maira/Mera-Gl. (GR, SO) 173, 337, *341*f.
Maisas, Vadr. da las (GR) 152*f.*
Mállero-Gl. (SO) 393–*399*
Maloja-St. (GR) 179, 388
Mammonteus primigenius 24f., *38*f., 68, 135, 308, 657, 672
Mandrone, Vedr. del (TN) 227
Mangfall-Gl. (MB) 16, 28, 64ff., 81, 100, 631f.
Manió-St. (TI) *462*
Mare, Vedr. de la (TN) 232
Margorabbia-Lappen (VA) 429
Mariano Comense-Terr. (CO, MI) 349
Marmolada-Eis (TN, BL) 229
Marmore-Gl. (AO) 539f., 560
Marmota 308
Maroi-Gl. (V) 125
Martell-Gl. (BZ) 197, 283
Marzell-Ferner (T) 120
Másino-Gl. (SO) 337, 393f.
Maso-Gl. (TN) 200
Massenspektrometrie 637
Mastallone-Gl. (VC) 530f.
Matnal-Gl. (T) 126
Matreium = Matrei i. Br. 137
Matscher Gl. (BZ) 197
Matuyama-Epoche 21
Matuyama/Brunhes-Grenze 636
Meda-Terrasse (MI) 349*f.*
Mediolanum = Mailand 383, 413
Meeresspiegel-Schwankungen 574, 584, 604, 608, 612f., 628
Meeresströmungen 606f., 613
Megaceros 308
Mehlbeerbaum → *Sorbus aria*
Meiendorf-Ist. (SHL) 641
Meilensteine 137, 244, 252, 276, 284
Meinweg-WZ (SHL) 635
Melach-Gl. (T) 84, 120f.
Melauner Kultur (BZ) 136, 252, 294
Melezzo-Gl. (TI) 499f.
Melica 164
Melide-St. (TI) 367ff., 429f., 433, 440, 448, 476, 485f., 488, 499, 542, 627
Mella-Gl. (BS) 310f.
Mello-Gl. (SO) 394
Meloide 499
Melosira 306, 345
Memminger Schotter (NU) 18
Memminger Trocken-T. (NU) 33
Menap-KZ (NL) 21, 579, 635f., 642
Menhire 240, 252, 283, 391, 564, 656
Menouve-Gl. (AO) 562
Mensch 135, 138, 164, 215, 227, 235, 238, 324, 374, 381, 435, 441, 458, 484, 501
Mentha 211
Menyanthes 26, 210, 214, 482
Mera-Gl. (GR, SO) 367, 378, 384*ff.*, 409, 632
Mera/Adda-Gl. (SO, CO, BG) 80, 337–420, 422, 424, 429, 431f., 624
Meraner St. (BZ) 280
Meria-Gl. (CO) 366
Merletan-Gl. (AO) *555*
Merowinger 72
Mesolcina-Gl. → *Moesa-Gl.*
Mesolithikum 69, 215, 239, 245, 251f., 256ff., 374, 383, 484
Messiniano 204, 585, 607
Messonere-Gl. (AO) 546*ff.*
Meteorkrater 456
Metz-Gl. (BZ) 288
Miage-Gl. (AO) 549, 556*ff.*, 560
Michelsberger Kultur (BR) 69
Microtide Nager 576
Microtus 648
Milben 647
Mimomys 21
Mindel-EZ 18f., 23, 28, 30, 33, 97, 201, 205f., 219, *304*f., 309, 316, 318, 346, 348, 350f., 364, 419, *427*, 537, 540, 579, 587, 602, 617f., 642, 644, 652ff., 655, 674
Mindel/Paar-Igl. 653
Mindel/Riß-Igl. 25, 30f., 87, 97, 206, *304*, 348, 579, 618, 643, 648f., 652, 655
Mingèr-Gl. (GR) 155f.
Miniera, Vedr. della (SO) 410
Minuartia 311, 570
Miozän 342f., 385*f.*, 603, 607, 609, 617, 629
Misoxer Kühlph. (GR) 459, 473, 601
Mistel → *Viscum*
Mittelalter 73, 249, 251, 253, 277, *323*, 334, 374, 381, 406, 408, 435ff., 444, 464, 473f., 481, 496, 613
Mittelpleistozän 305f., 309, 409, 625
Mittelterrasse 636
Mittelwürm 646, 669f.
Mitterbach-Gl. (BZ) 271
Mitterkar-Gl. (GAP) 62
Möhlin-St. (AG) 619
Moehringia 311
Moershoofd-Ist. (NL) 26, 575, 580
Moesa-Gl. (GR, TI) 448, 475*ff.*
Mohn → *Papaver*
Mollusken 21, 26, 28ff., 238, 306, 345, 636
Mondsee-Igl. (O) 655
Money, Gh. di (AO) 551
Mons Jovis = Gr. St. Bernhard 566, 569
Mont Miné, Gl. du (VS) 639
Montandeyne-Gl. (AO) 552
Moos-Ferner (TN) 232
Mora-Eis (GR) 157, 292
Moranda-Gl. (BS) 321
Morion-Gl. (AO) 553
Morobbia-Gl. (TI) 445, 447ff.
Morteratsch-Gl. (GR) 173*ff.*, 179*ff.*, 183, 185, 187*f.*, 337, 639
Mosaike 334, 566
Moselotte-Gl. (Vosges) 656
Mosghé-Gl. (GR) 476
Mot-Gl. (GR) 157
Motta-Gl. (GR) 476
Moustérien (Dord.) 308
Mucia-Gl. (GR) 478, 480
Mühlbach-Gl. (MB) *68*
Mühlberger Schotter (BC) 652
Mühlwalder Gl. (BZ) 269
Münchner Deckenschotter 28
Münchner Schotterebene 28, 101
Münchshöfener Kultur 69
Münstertaler Eis (GR, BZ) 283
Münzen 165, 227, 256ff., 275, 334, 383f., 392, 408, 413, 474, 525, 566, 569
Müra/Es-cha-Gl. (GR) 171
Mürasc-Gl. (GR) 402
Müsella-Gl. (GR) 173
Mundin, Vadr. (GR) 145
Munot-Terrasse (SH) 662
Muota-Gl. (SZ) 622
Muragl-Gl. (GR) 181*f.*
Muretto-Gl. (GR) 388

Murg-Gl. (GL, SG) 666
Murgänge 272, 343, 409, 496
Murkegel, größter (BZ) 290
Murnauer Schotter (WM) 24
Murtaira-Gl. (GR) 386
Murtairac-Gl. (GR) 179
Murtaröl-Gl. (GR) 292
Murtel-Gl. (GR) 178
Muscheln 21, 238, 306
Mustela martes 308
Mutmal-Ferner (T) 120
Myriophyllum 211, 214, 434, 442, 481, 492

Najas flexilis 210f., 214
N. marina 210, 659
Namloser Gl. (T) 50f.
Nantuates 524
Napoleonisches St. 395
Nardis-Gl. (TN) 225
Nashorn, wollhaar. → *Dicerorhinus*
Nassa 303
Natica 303
Nauderer Tschey-Gl. (T) 130
Navegna-Gl. (TI) 485
Navicula 345, 372
Naviglio di Paderno 346f.
Naviglio Grande (BS) 228
Navis-Gl. (T) 115
Navisence-Gl. (VS) 620
Neandertaler 308, 333, 604
Nebraskan (USA) *575*
Neckera 306, 498f.
Nendaz-Gl. (VS) 678
Neolithikum 47, 69f., 135, 165, 210, 215f., 227, 239f., 242, 256, 275, 283, 309, 322*f.*, 333, 366, 372, 374, 381f., 391, 412, 441, 474, 484, 492, 496, 501, 524, 660, 663
Neotektonik 574
Nero-Gl. (BG) 330
Nessel-Gl. (VS) 679
Neuchâtel-St. 672
Neuenhof-St. (AG) 580
Neufra-Schotter (SLG) 655
Neveser Gl. (BZ) 270
Nicolet-St. (USA) 576, 580
Niederjoch-Ferner (T) 120
Niederndorfer St. (T) 109
Niederschlagsmengen, maximale 502
Niederterrassen-Schotter *19f.*, 29, 35, *38,* 633
Niel-Gl. (AO) 544
Nitzschia 345
Noce-Gl. (TN) 197, 210, 225, 231f., 322
Nordende-WZ (SHL) 635
N-Europäische Vergl. 573ff., 589
Noriker 275
Nos-Gl. (VI) 200
Nothofagus 135
Nüglia-Gl. (GR) 157
Nufenen-St. (GR) 480
Nuphar 27, 210
Nußbaum, höchste Vorkommen 459, 481, 564
Nymphaea 27, 210f., 234, 442
Nyssa 305

Oberaar-Gl. (BE) 639
Oberengadiner Eis (GR) 386
Oberhalbsteiner Kph. (GR) 678
Obernberg-Gl. (T) 114f.
Ochsentaler Gl. (V) 127
Odderade-Ist. (SHL) 96, 575, 580, 589, 644ff.
Odontidium 306, 345
Odontopodisma 647
Ölkofen-St. (RO) 59, 83, 100ff.
Ötz-Gl. (T) 84, 107, 112, 115, 118f., 122, 625
Ötz-Schotter (T) 115
Ötz-S. (T) 115
Ogliana-Gl. (NO) 507
Oglio-Gl. (BS, BG) 231, 307, 310–322, *326f.,* 337, 399, 626, 632
Oglio-Frigidolfo-Gl. (BS) 322
Oglio-Narcello-Gl. (BS) 321
Ogliolo-Gl. (BS) 321f.
Ogna-Gl. (BG) 330
Olea 215, 564
Oligozän 340, 342f., 585, 603, 617
Oligozän/Miozän-Wende 204, 303
Olive → *Olea*
Olocchia-Gl. (NO) 508
Olonio (SO) 382
Onobrychis 104, 211, 435, 458
Onsernone-Gl. (TI) 497
Ophioglossum 481
Oppidum 71, 138, 242, 276, 664
Orco-Gl. (TO) 539, 552
Orino-Gl. (TI) 465f.
Orlegna-Gl. (GR) 173, 175, 179, 337, *341f.*, 386, 388*f.*
Ornithogalum 435
Orobier 333f., 381f.
Orodemnias cervini 647
Orridi (NO) 333, *513*f.
Orsi, Vedr. dei (TN) 232
Orta-Lappen, Toce-Gl. (NO) 425f., 507
Orthopteren 647
Ortler-Eis (BZ) 283, 291f., 626
Osmunda 27
Ossola Leponticorum (NO) 525
Ostgoten 276, 285
Ostrach-Gl. (SF) 15f., 34, *44*
Ostracoden 26, 28, 93
Ostrea 204, 303
Ostrya 20, 27, 86, 189, 214f., 235f., 294, 373, 440, 458, 481
Otemma, Gl. d' (VS) 639
Otro-Gl. (VC) 534f.
Ovesca-Gl. (NO) 521f.
Oxilla NO 501, 525
Oxytropis 311
Ozon-Gehalt 598

Paar-EZ (LL - IN) 579, 616
Padaster-Gl. (T) 114
Paghera-Gl. (BS) 321
Paisco-Eis (BS, BG) 312
Paläoboden 202, 218, 305, 390f., 348ff., 363, 540, 604, 625, 632f., 636, 641, 654, 672, 675
Paläogeographie 604ff., 613, 628
Paläoklima 584, 628
Paläolithikum 68, 215, 238f., 308, 333, 381
Palaeoloxodon 25, 305, 308, 649
Paläomagnetik 608, 642
Paläorelief 584
Palü-Gl. (GR) 183, 191, 404f., 407
Palü-Kph. (GR) 404
Panicum 218, 236, 663
Panthera leo 308
Papaver 191, 663
Papilionaceen 458
Parè-Uggiate-St. (CO) 357f., 361f., 426, 432f., 448, 476, 485, 488, 499, 542
Parina-Eis (BG) 332
Parnassia 211, 214
Parseier-Gl. (T) 53
Parthanum = Partenkirchen (GAP) 71, 137
Partnach-Gl. (GAP) 57
Passer-Gl. (BZ) 197f., 278ff., 285
Pazüel-Gl. (V) 52
Pearlette-Asche (USA) 576
Peccia-Gl. (TI) 488, 494
Pecten 303
Pectiniden 204
Peder-Gl. (BZ) 281
Pediastrum 492
Pedroß-Gl. (BZ) 287
Peradza-Gl. (AO) 549, 552
Perca 308
Periglazial-Effekt 574
Perihel-Wanderung 599ff., 604*f.*
Permafrost 640
Pers-Gl. (GR) *181,* 187
Persea 344*f.*
Pescara Gl. (BZ) 232
Petit Chenalette-Gl. (VS) 564
Pfahlbauten 207, 210, 216ff., 252, 316, 324, 333, 373, 381, 663
Pfelderer Gl. (BZ) 279
Pferd → *Equus*

Pfistrad-Gl. (BZ) 279
Pfitscher Gl. (BZ) 248f.
Pflersch-Gl. (BZ) 248
Pfossen-Gl. (BZ) 283
Pfundser-Gl. (T) 128, 130
Pfundser St. (T) 130, 283, 286
Pfyner Kultur (TG) 240, 664
Phillyrea 214f.
Phokäer 664
Phragmites 380, 663
Physoplexis 311
Phyteuma 570
Piacentian 344
Pianprato TO 569
Piave-Gl. (BL) 200ff., 260, 625, 632
Picea 20, 25ff., 33, 41f., 47, 56, 60, 86, 91, 94, 96f., 104, 131ff., 161, 163, 189ff., 211, 215, 235f., 247, 305f., 317, 322f., 372f., 400, 407, 434f., 439, 458f., 473, 480*ff.*, 484, 498, 520f., 535, 543, 589, 642ff., 660ff., 666, 669ff.
P. omoricoides 41
Pierre Avoi-Gl. (VS) 678
Pinedale-Ist. (USA) 578, 581
Pinguicula 441
Pinnau-KZ (SHL) 636
Pinneberg-WZ (SHL) 636
Pinnularia 345, 372
Pinus 20, 25ff., 33, 41, 47, 60, 86, 91ff., 101, 104, 113, 122, 131ff., 161, 167, 189ff., 210f., 214f., 234ff., 305f., 317, 322*f.*, 344, 348, 365f., 372f., 380f., 400, 406f., 434f., 439ff., 457ff., 472f., 480*ff.*, 492, 498, 520f., 543, 589, 620, 630, 633, 642ff., 660, 662f., 668ff.
P. cembra 94, 128, 131, 133f., 160f., 163f., 167, 172, 189ff., 211, 214, 234ff., 264, 400, 406f., 441f., 452, 457ff., 472, 480, *482*, 484, 492, 520f., 535, 543, 645, 679
P. mugo 92ff., 161, 163, 167, 189f., 215, 234, 373, 441f., 452, 457, 472f., *482*, 484, 499, 521, 535
P. peuce 306
Pioda-Gl. (TI, NO) 432
Piora-Gl. (TI) 452, 454
Piora-Kühlph. (TI) 459, 601
Piottino-KPh. (TI) 452, 458
Piova-Gl. TO) 539
Pioverna-Gl. (CO) 363, 365, 375
Pirates 499
Pisgana-Gl. (BS) 321f.
Pisidium 28
Pissotte-Gl. (VR) 202
Pistacia 214f., 235, 435
Pisum sativum 236, 663
Pithecanthropus 649
Pitz-Gl. (T). 83f., 95, 121ff.
Piumogna-Gl. (TI) 450f., 457
Pizzo-Ferrè-Gl. (SO) 390
Planeil-Gl. (BZ) 288
Planorbis 28
Plantago 131, 134f., 189ff., 211, 214, 392, 408, 435, 443, 457, 459, 482, 484
P. alpina 440
P. lanceolata 440f., 473, 484
Platanus 345
Platzer-Gl. (T) 130
Plavna-Gl. (GR) 148
Plessur-Gl. (GR) 622f.
Pleurosigma 345
Plima-Gl. (BZ) 281
Pliozän 201, 204f., 303ff., 307, 342ff., 346, 349, 498, 542, 574, 576, 585, 587, 603, 607, 617, 627, 633f., 637, 649
Pliozän/Pleistozän-Grenze 608, 617, 649
Plum Point-Ist. (USA) 577, 580
Plurs/Piuro, Bergsturz v. (SO) 392
Pluvialzeiten 205
Poa 570
Poaceen → Gramineen
Pogallo-Gl. (NO) 510
Póia-Gl. (BS) 320
Polada-Kultur (BS) 215, 324, 524
Polemonium 25
Polles-Gl. (T) 119
Polygala 104, 458
Polygonum alpinum 458
P. aviculare 441
P. bistorta 26, 211, 435, 441, 481, 668
Polypodium 27, 435, 458, 543, 570, 670
Polyporus 306
Pons Aeni (RO) 71
Pons Drusi (BZ) 243
Pontegana-Konglomerat (TI) 343*ff.*
Populus 86, 104, 344, 633, 662, 670,
P. alba 499
P. nigra 498
P. tremula 82, 104, 161, 498
Porchabella, Vadr. da (GR) 168
Porlezza-Arm, Mera/Adda-Gl. (CO, TI) 339, 343, 358, 362, 370f.
Porta Claudia (T, GAP) 107
Porta ladina (BZ) 256
Porthesia 499
Port Huron-St. (USA) 580
Port Talbot I-Ist. (USA) 576, 580
Portus Raetia = Porlezza CO 383
Poschiavino-Gl. (GR, SO) 337, 394f., 399, *401*ff.
Poschiavo-St. (GR) 384, 386, 402f.
Potamocypris 28
Potamogeton 104, 210f., 214, 234, 442, 472, 481, 492
Potentilla 164, 191, 311
Pozzuolo-Gl. (Ti) 462
Pradaccio-Gl. (SO) 396
Präbölling-Ist. 211, 235, 397, 434, 581
Präboreal 47, 104, 112, 119f., 133, 161, 189f., 214, 234f., *323*, 372, 404, 406f., 435, 441, 452, 459, 473, 484, 492, 543, 641, 659
Prätegelen-KZ (NL) 21, 579, 635
Präzession 604, 629
Pragser-Gl. (BZ) 269, 267
Prata-St. (SO) 384
Pré-de-Bar-Gl. (AO) 549, 556, 559
Preda Rossa, Gh. di (SO) 395
Presanella, Vedr. (TN) 232
Presena-Gl. (TN) 232
Prettau-Kees (BZ) 272
Primula 26, 311
Proctotrupes 499
Proto-Golasecca-Kultur 382
Prüna-Gl. (GR) 170
Prünella-Gl. (GR) 170
Prunus 441, 663
Pseudotsuga 306
Pteridium 440f., 499
Pterocarya 60, 97, 305, 635, 637, 642, 649, 674
Pülschezza-Gl. (GR) 168
Puntota-Gl. (GR) 168
Puschlaver St. → Poschiavo-St.
Putorius 308
Pyracantha 306
Pyrus 218, 441, 663

Quellheiligtum 242
Quercus mixtum → Eichenmischwald
Quercus 25f., 47f., 97, 104, 131, 191, 235f., 305f., 317, 322*f.*, 332, 366, 373, 380f., 434f., 439ff., 458, 480f., 484, 512, 543, 564, 630, 633, 643, 659f., 662f., 669ff.
Qu. cerris 218
Qu. ilex 215, 218
Qu. petraea 498
Qu. pubescens 215, 235f., 415, 499
Qu. robur 210f., 214, 218
Rabbies Gl. (TN) 232
Radio-Densitometrie 678
Radurschl-Gl. (T) 130
Räter 138, 242, 245, 252*f.*, 276, 284f., 322, 474
Räterwege 240, 284
Raetia prima 71, 391
Raetia secunda 286
Rätische Schrift 275, 284*f.*, 681
Rätoromanen 137f., 140, 242, 246
Ragno-Gl. (NO) 499

Rana 308
Rangifer tarandus 39
Ranunculaceen 473, *482*
Ranunculus bilobus 311
R. glacialis 570
R. montanus 95
R. pygmaeus 164
Ratschings-Gl. (BZ) 248
Rauchkofel-Kees (T) 106
Rauhkopf-Gl. (V) 127
Rebe → *Vitis*
Redorta-Gl. (TI) 486
Redoten-Gl. (TN) 224
Refugien 310, 543, 647f.
Reh → *Capreolus*
Reindler Gl. (RO) 103
Remedello-Kultur 324, 524
Remulo-Gl. (BS) 321
Ren → *Rangifer*
Renanchio-Gl. (TO) 539
Reuß-System 59, 420, 619, 622, 630, 669
Reuverian (NL) 579, 635ff.
Rezzallasco-Gl. (SO) 409
Rhamnus alpina 306, 499
Rhein-Gl. 15, 33f., 40, 48, 50, 60, 101f., 124, 127, 151, 619f., 622f., 630f., 634, 651, 653, 667
Rhêmes-Gl. (AO) 539, 549
Rhinocerotide 308
Rhizocarpon 570
Rhododendron 86*f.*, 458, 484,
Rh. ferrugineum 474, 492, 520
Rh. sordellii 86*f.*, 306, 498
Rhodothamnus 311
Rhone-Gl. 101, 619ff., 630f., 639, 670f., 676f.
Rhus 294
Riascio-Gl. (TI) 469
Ribo-Gl. (TI) 497f.
Richisauer Eis (SZ, GL) 664
Ricolanda-Gl. (TN) 232
Ridnauner Gl. (BZ) 248
Rienz-Gl. (BZ) 237, 246ff., *259*ff., 267ff., 274, 632
Rieserferner (BZ) 261
Riffl-Gl. (T) *129*f.
Rims-Gl. (GR) 149, 157
Rind 218, 239f., 324
Rio-Gl. (NO) 499
Riparo Gaban (TN) 238
Riparo Tagliente (VR) 238
Riso-Gl. (BG) 333
Riß-EZ 18*f.*, 23ff., 29f., 33, *38*, 49, 54, 96, 101, 105, 202, 206*ff.*, 218f., 221, 231, 260*f.*, 286, 309ff., 314, 316, 318, *328*, 331, 333, 337, 339f., 346, 348, 350, 352, 358, 360, *363f.*, 419ff., 426*f.*, 456, 475, 488, 498, 509, 529f., 536ff., 542, 579, 587, 589, 602, 617ff., 622ff., 630, 643f., 648, 652f., 655ff., 661, 674
Riß-Gl. (T, TÖL) 32, 102
Riß/Würm-Igl. 25, 32, 60, 87, 96f., 121, 208, 219, 246, 303, 309, 326, 498, 579, 581, 584, 588ff., 611, 620, 626, 630, 643ff., 655, 657, 669, 671f., 675f.
Roasco-Gl. (SO) 409
Robinia 459, 535, 564
Rodungen 48, 189, 235f., 245, 263, 276f., 374, 435, 443, 458f., 473, 481, 520, 660
Römer 216, 227, 242f., 246, 284f., 324, 333, 383, 443, 535, 526, 535
Römerstraßen 137, 244, 256, 284*f.*, 382, 392, 413, 484, 501f., 526
Römerzeit 48, 71*f.*, 134, 161, 165, 189, 235, 254, 257f., 275, 294, 319, *323*, 333f., 372, 374f., 378, 380ff., 392, 408, 435f., 501f., 512, 525, 564ff., 569, 660
Römische Kultur 244f., 276, 284, 373, 384, 391, 413, 444, 464, 473f., 496, 501, 525, 564
Römische Regression 205
Roesa-Gl. (AO) 546
Rössener Kultur 69
Röttal-Gl. (T) 53
Rofenkar-Ferner (T) 120
Roffla-St. (GR) 623
Roggen → Secale
Rogneda-Gl. (SO) *399*
Rohrkolben → *Typha*
Rojen-Gl. (BZ) 131
Rom-Gl. (GR) 292
Romatsried-Schotter (MOD) 18
Romma-Gl. (BG) 329
Rondadura-Gl. (GR) 471
Ropalocera 499
Rosaceen 191, 218, 368, 440f., 443, 457ff., 482, 499
Rosanna-Gl. (T) 83, 124ff.
Rosatsch-Gl. (GR) 173, 178
Roseg-Gl. (GR) 173*ff.*, 183*ff.*,
Rosen 218
Rosengarten-Gl. (TN) 210
Rosenheimer Becken (RO) 64, 67, 92, 100f., 137
Rosenheimer S. (RO) 103f.
Rosenlaui-Gl. (BE) 639
Rosole, Vedr. del (SO) 410
Rossa, Vedr. (TN) 232
Roßberg-Ferner (BZ, T) 283
Roßbode-Gl. (VS) 518*ff.*
Roßgumpen-Gl. (T) 51
Rossi, Vadr. dei (GR) 388
Rotach-Lappen, Rhein Gl. (V) 660
Rotalia beccarii 203
Rotbach-Gl. (BZ) 271
Roteben-Ferner (BZ) 287
Rotlech-Gl. (T) 49, 51
Rotmoos-Ferner (T) 119
Rotmoos-Kühlzeit (T) 133, 236, 593, 601, 678
Rottanne → *Picea*
Rottraun-Gl. 17
Rovana-Gl. (TI) 494
Rovine-Gl. (NO) 507
Rubach/Subersach-Gl. (SF, V) 15
Rubiaceen 132, 211, 434, 440, 482, 520f.
Rubus 663
R. idaeus 218, 443, 663
Ruino-Gl. (TI) 462
Rumex 133f., 211, 408, 434f., 440ff., 457, 459, 472, 482, 484, 543
Rupicapra 238, 308
Rutor-Gl. (AO) 549, *554*f., 557

St-Barthélemy-Gl. (AO) 560ff.
S. Bernardino-Gl. (NO) 507ff.
St. Bernhard-Gl. (AO) 562
S. Carlo-Gl. (NO) 507, 512
S. Gaudenzio-St. (GR) 389
S. Giacomo, Vedr. (SO) 410
S. Giovanni-Gl. (NO) 426, 434, 507ff.
S. Martino-Gl. (BS) 312
St-Pierre-Ist. (USA) 576, 580
Saalach-Gl. (S, BDG, LF) 17, 102
Saalach/Salzach-Gl. (S, BDG, LF) 101ff.
Saale-EZ (DDR) 573f., 576, 579f., 635f.
Saane-Gl. (BE, FR) 619ff., 676
Saaser Gl. (VS) 678
Sabbione, Gh. del (NO) → Hohsand-Gl.
Saento-Gl. (GR) 403
Saevates 275
Salarno-Gl. (BS) 321
Salasser 535f., 566, 569
Salderner Gl. (BZ) 279
Saldur-Gl. (BZ) 288
Saleina, Gl. de (VS) 639
Saléit-Gl. (SO) 410
Salix 27, 93f., 104, 131, 161, 189ff., 210f., 235, 305, 322, 332, 344, 368, 372f., 380f., 434, 439f., 442, 457, 459, 472f., 482, 484, 492, 543, 662, 669
S. alba 86
S. caprea 499
S. helvetica 474
S. herbacea 482, 570
S. purpurea 86
S. reticulata 499
S. retusa 482, 499
S. serpyllifolia 570
S. viminalis 498

Salzach-Gl. (S) 17, 102, 105, 260
Salzstraße *138*f.
Sambucus 218, 663
Samedan-St. (GR) 176
Samnauner Gl. (GR, T) 145f.
Sanddorn — *Hippophaë*
Sangamon-Igl. (USA) 576
Sanguinera-Gl. (BS) 223
Sanguisorba 214, 311, 434
Sanna-Gl. (T) 83
Sarazenen *563*, 568f.
Sarca-Gl. (TN) 199, 210, 224f., 625, 632
Sarine-Gl. (BE, FR) 620f.
Sărnico-St. (BG) 318
Sarsura, Vadr. da (GR) 151, 168
Sassal Mason-Gl. (GR) 406
Savarenche-Gl. (AO) 539, 549, 552
Savenca-Gl. (TO) 539
Savoretta, Vedr. di (SO) 409f.
Saxifraga 104, 481
S. aizoides 592
S. arachnoidea 311
S. cernua 164
S. hostii – ssp. rhaetica 311
S. moschata 570
S. oppositifolia 214, 472, 592
S. petraea 311
S. retusa 570
S. stellaris 570
Say-Ferner (T) 120
Scabiosa 95
Scalino, Vedr. di P. (SO, GR) 398
Schachen-Brekzie (GAP) 32
Schaf 164f., 218, 240
«Schaffhauser» Terrasse 657
Schalderer Gl. (BZ) 248
Schalensteine 252, 275, 283f., 391, 412f., 501
Schalf-Ferner (T) 120
Schamser St. (GR) 623
S-chanfer Schotter (GR) 167*f.*
S-charl-Gl. (GR) 148
Schattenspitz-Gl. (V) 127
Schieferkohle 20f., 24ff., *41*f., 60, 87, 94, 247, 304f., 307, 329, 363, 576, 578, 580, 620, 622, 626, 630, 633, 669f., 672, 676f.
Schiesone-Gl. (SO) 384
Schildkröte 238
Schilf → *Phragmites*
Schlandrauner-Gl. (BZ) 281
Schlauchkar-Gl. (T) 62
Schlegeis-Kees (T) 106
Schlehe → *Prunus*
Schlern-Gl. (BZ) 249
Schlern-St. (BZ) 112, 225, 249, 269, 394
Schlierach-Gl. (MB) 16f., 64f., 67, 81
Schlieren-St. (ZH) 622
Schliersee-Lappen (MB) 100
Schmetterlinge 647
Schmiedhofer St. (BZ) 278
Schmirn-Gl. (T) 114f.
Schmuck 70ff., 227, 565f., 569
Schnalser Gl. (BZ) 197, 280, 282
Schnecken → Gastropoden
Schneeball → *Viburnum*
Schnee-Ferner (GAP) 58
Schneeglocken-Gl. (V) 127
Schneemaus → *Microtus*
Schochenalp-Gl. (T) 51
Schönach-Gl. (T) 105
Schussenquelle (RV) 69
Schwaighausener Schotter 652, 655
Schwarzach-Gl. (T) 105
Schwarzbach-Gl. (T) 260
Schwarzberg-Gl. (VS) 678
Schwarzenstein-Kees (T) 106
Schwarzwald-Eis 656
Schwarzwasser-Gl. (T) 50
Schwein 218, 239
Schweizer Gl. (V) 127
Scerscen, Vedr. di (SO) 398
Sclanera-Gl. (SO) 409
Scleranthus 592
Scorluzzo-Gl. (SO) 411
Scorpidium 104
Sebatum = St. Lorenzen (BZ) 275f.
Secale 134, 236, 408, 564, 660
Sedornia-Gl. (BG) 330
Sedum 570
Seewer Ferner (BZ) 279
Seggen → *Carex*
Seinsbach-Brekzie (GAP) 32
Seins-Gl. (GAP) 32f.
Selaginella 104, 190, 480
S. selaginoides 26, 134, 592
Sella-Gl. (BZ) 229, 250
Sempervivum 473
Senders-Gl. (T) 120
Senecio 570
Sense-Gl. (BE, FR) 621
Sequoia 344, 637
Serina-Gl. (BG) 331
Sério-Gl. (BG) 310, 312, 324*ff.*, 333, 626, 633
Sermenza-Gl. (VC) 530ff.
Sernf-Gl. (GL) 622
Sertig-Gl. (GR) 151
Sesia-Gl. (VC) 529f., 533ff., 628, 633f.
Sesleria 311
Séssera-Gl. (VC) 536
Sesto Calende-St. (VA) 357, 361f., 370, 421f., 424, 426ff., 432f., 448, 476, 485, 488, 499, 505, 510f., 542
Sesvenna-Gl. (GR) 156
Setaria 663
Setta-Eis (BS) 221
Sextener Gl. (BZ) 274
Sibbaldia 570
Sibir. Eisschild 609
Siedlungen prähist. 69ff., 135ff., 164ff., 192, 215ff., 227f., 238ff., 251ff., 275f., 283f., 333f., 373f., 391f., 413, 458, 484, 501, 565
Sihl-Gl. (SZ, ZG, ZH) 622
Silberwurz → *Dryas*
Silene 95, 570
Silex-Waffen 68, 217, 275, 525
Silex-Werkzeuge 69, 135, 164, 227, 256f., 283, 308f., 333, 496
Sill-Firn (T) 103
Silvester-Gl. (BZ) 262
Simonsberger Schotter *19*
Simplon-Eis (VS) 518
Sirvolte-Gl. (VS) 518, 520
Sisymbrium 164
Skandinav. Eisschild 573ff., 609ff.
Slawen 73, 276
Smilax 361
Soana-Gl. (TO) 539, 552
Sobretta-Gl. (SO) 409
Soi-Gl. (TI) 466ff.
Soial-Gl. (TN) 230
Solarkonstanten 597, 599
Soleure/Solothurner St. (SO) 621
Solutréen (S. et L.) 68
Sonnenflecken 599
Sonnenröschen → *Helianthemum*
Sonnenstrahlung 597ff., 628
Sorba-Gl. (VC) 533f.
Sorbus 210, 441
S. aria 306, 473
Sotses, Gl. de (AO) 552
Soy-Ferner (BZ) 281
Sozin-Gl. (AO) 555
Spadla-Gl. (GR) 152
Spätholzdichten 668
Spät-Riß 206, 208, 315, 318, 419, 580, 643
Sparganium 104, 211, 234, 434, 442, 473
S. angustifolium 481, 492
Sparsa-Gl. (GR) 151
Sphaerium corneum 217
Sphagnum 134, 473, 482, 484
Spiegelschwankungen 372, 380f., 663
Spierstaude → *Filipendula*
Spin-Gl. (GR) 157
Spinnen 647f.
Spissen-Gl. (AO) 545
Spöl-Gl. (SO, GR) 81f., 150f., 157ff., 161, 291, *338*
Spronser Gl. (BZ) 279f.
Stabelchod-Gl. (GR) 157
Stabi, Gh. di (GR) 476
Stabina-Gl. (BG) 332

Stampfl-Kees (T) 106
Staphyliniden 647
Starnberg-Söcking-St. (STA) 59
Stauchmoräne 640
Stauden-Platte (KRU, SMÜ, A) 18ff., 655
Staufenberg-Serie (A) 19, 655
Stavèl-Gl. (TN) 232
Stechlaub → *Ilex*
Steinach-St. (T) 51, 111f., 248, 625, 665
Steinbach-Gl. (TÖL) 60
Steinbock → *Capra ibex*
Steinbrech → *Saxifraga*
Steine-Gl. (BZ) *272*
Steinschlag-Ferner (BZ) 282
Steinu-Gl. (VS) 679
Steinwerkzeuge 69f., 309, 381, 501
Steinzeit, jüngere → Neolithikum
Stellaria 214
Stelliboden-Gl. (UR) 667f.
Stephanskirchen-St. (RO) 60, 67, 102ff., 109f.
Steyr-Krems-Gl. (O) 655
Stillach-Gl. (SF) 15
Stillfried B-Ist. (N) 590
Stillupp-Gl. (T) 106
Stoffener Phase 59
Stolen-Gl. (AO) 544
Stoni 227
Strahlungskurve 602ff.
Strandterrassen 607
Stratiotes 484
Straubinger Kultur (SR) 70, 139, 240
Strixia = Stresa (NO) 444
Strona-Gl. (NO) 425f., 434, 507f., 510f.
Strona-Gl. (VC) 536
Stubaier Gl. (T) 103, 112f.
Stuben-Gl. (T) 130
Stura di Lanzo-Gl. (TO) 349
Subatlantikum 48, 56, 134, 189ff., 236, *323,* 473, 484, 601
Subboreal 48, 131, 134, 161, 189, 215, 236, *323,* 372, 407f., 458f., 473, 484, 521, 593, 601, 659, 678
Succisa 481
Süd-Elefant → *Archidikodon*
Suferser St. (GR) 51f., 476, 480, 623
Sulden-Gl. (BZ) 197, 291
Sulzenau-Gl. (T) 113
Summus Lacus = Samolaco SO 379
Summus Poeninus = Gr. St. Bernhard 566
Sumpf-Schildkröte → *Emys*
Sundergrund-Gl. (T) 106
Sundgau-Schotter (H.-Rhin) 345, 585f., 618, 629
Sundri = Sondrio 413
Sus scrofa 218, 309, 564
Susasca-Gl. (GR) 151, 157
Susterian (NL) 637
Suze/Schüß-Gl. (BE) 676
Swertia 104
Syltian (SHL) 637
Symplocos 635
Syringa 27

Tabak, höchster Anbau 295
Tagliamento-Gl. (BL, UD) 260
Talfer-Gl. (BZ) 197f., 210, 237f., 632
Tâmaro-Eis (TI) 422
Tann-Gl. (VS) 524
Tanne → *Abies*
Tannenberg-Schotter (SG) 609
Tannheimer Schotter (BC) 653, 655
Tantermozza-Gl. (GR) 168
Taponima 499
Taraxacum 570
Tardenoisien (Aisne) 69
Taschach-Ferner (T) 124
Tasna-Gl. (GR) 148, 152
Taufkar/Mittelberg-Ferner (T) 124
Tavrü-Gl. (GR) 156
Taxus 25, 27, 56, 96f., 215, 306, 435, 498, 644, 669f.
Tegelen-Igl. (NL) 21, 579
Tegernsee-Gl. (MB) 17, 110
Tellina 303
Teo-Gl. (GR) 404
Tephrites 499
Tessin-Gl. (VS, TI, NO, VA) 339, 351, 358f., 362, 419–507, 509, 626f., 634
Thalictrum 20, 26, 93, 104, 132, 134, 211, 435, 440, 443, *482,* 484, 668, 675
Th. alpinum 95, 164
Thecla 499
Thericium 303
Thermen 216, 413, 566
Thur-Arm Rhein-Gl. (TG) 659
Thymus 570
Thysanuren 647
Tiatscha, Vadr. (GR) 152*f.*
Ticinello-Gl. (TI) 450
Ticino, Gh. del → Tessin-Gl.
Tiefenschurf 23
Tierfiguren 324
Tiglian (NL) 635
Tilia 25, 27, 104, 131, 215, 218, 373, 435, 440ff., 458, 473, 480f., 484, 633, 659f., 662, 670f.
T. cordata 306
T. dasystyla 306
T. platyphyllos 210, 306, 498
Timun-Gl. (SO) 390
Tinnebach-Gl. (BZ) 246f.
Tiroler Ache-Gl. (T, RO, TS) 101, 624
Tiroler Gl. (V) 127
Tischofer Höhle (T) 135f.
Toce, Casc. del (NO) 508, 513, 527
Toce-Gl. (NO) 425, 429, 434, 436, 463, 498f., 507–528, 627, 634
Toce/Tessin-Gl. (VS, NO, TI, VA) 362, 419ff., 628, 634
Tölzer Lappen (TÖL) 16, 58
Tölzer S. (TÖL) 58, 62f.
Torre di S. Maria-St. (SO) 396
Torregio-Gl. (SO) 396
Torta, Gh. di V. (TI) 462
Torta-Gl. (GR) 168
Tortin-Gl. (VS) 678
Toscolano-Gl. (BS) *207,* 221
Tradate-Hochfläche (VA, CO) 349
Trafoier Gl. (BZ) 197, 291
Trajoz-Gl. (AO) 550f., 559
Trapa natans 210
Traubensamen 252
Traun-Enns-Platte (O) 20, 655
Traun-Gl. (O) 17, 655
Traun-Gl. (S, TS) 102
Traversagna-Gl. (GR) 445, 448, 476
Travertin, Cannstatt 637, 649
Travignolo-Gl. (TN) 228
Treibeis 591, 599, 609, 612
Trela-Gl. (SO) 412
Tremoggia-Gl. (GR) 178
Tresenica-Gl. (BZ) 232
Trettach-Gl. (SF) 15
Trevisina-Gl. (GR) 402
Trezzo-Sch. (CO, BG) 346*f.*
Triazza, Vadr. da (GR) 150
Tribolazione, Gh. di (AO) *551*
Tridentum = Trento TN 242f.
Trient, Gl. de (VS) 639
Trift-Gl. (BE) 593, 639
Trigl-Gl. (GR) 156
Triolet-Gl. (AO) 549, 556f., 559
Trisanna-Gl. (T) 83, 124ff.
Trisetum 190
Triticum 218, 236, 239, 443, 663
Trobia, Vedr. del (BG) 331
Trobiolo-Gl. (BS) 312, 314
Trockenschlucht/Orrido 513
Trodo-Gl. (TI) 448
Troggia-Gl. (CO) 363
Trogontherium 308
Troj Pajan/Heidensteig (BZ) 256
Trollius 214, 592
Troncone-Gl. (NO) 521
Trottenbach-Gl. (BZ) 271
Trupchun-Gl. (GR) 82, 167, *170*
Tschierva-Gl. (GR) 183*ff.,* 406
Tschirgant-Bergsturz (T) 115, *121*f.
Tschubbach-Gl. (T) 130
Tsuga 20, 306, 344, 587, 618, 630, 635, 642
Tullner Feld 47
Tuma 110, 248
Tundrenzeit → Dryaszeit

Tuoi-Gl. (GR) 148, 152
Turgi-St. 620
Turritella 303
Turtmann-Gl. (VS) 639
Tuxer-Gl. (T) 105
Two Creeks-Ist. (USA) 578, 580
Two Rivers-Moräne (USA) 578
Typha 317, 380, 434, 481
T. angustifolia 499
T. latifolia 27, 211, 498

Uetersen-WZ (SHL) 636
Uina-Gl. (GR) 149
Ulmus 25ff., 60, 104, 131, 135, 211, 215, 305f., 373, 435, 440f., 458, 480f., 484, 498, 543, 564, 643, 645, 659f., 662, 666, 670f., 673
Ulten-Gl. (BZ) 197, 277f.
Umbelliferen 211, 368, 406, 435, 440f., 459, 473, 482
Umbrer 464
Umbrina-Gl. (BZ) 232
Unteraar-Gl. (BE) 639
Unterpfauzen-W.-Igl. (WG) 652, 655
Urezzas, Vadr. d' (GR) 152
Urnenfelderzeit 70, 91, 136, 139, 382
Urse-Gl. (GR) 403
Ursus arctos 163, 309
U. spelaeus 94, 135, 308, 663
Urtica 133, 189, 214, 435, 459, 484
Urtier-Gl. (AO) 552
Ussellettes-Gl. (AO) 555
Utricularia 291
UV-Strahlung 598

Vaccinium 458f., 473, 484, 492
V. myrtillus 570
V. uliginosum 570
V. vitis idaea 481
Vaiolet-Gl. (BZ) 229
Val Bianca-Eis (NO) 523
Val Piana-Gl. (BZ) 232
Valbona-Gl. (AO) 544
Valcuvia-Arm, Tessin-Gl. (VA) 426
Valdeserta-Gl. (NO) 515
Valeille-Gl. (AO) 549, 552
Valeriana 214, 481, 484, 492
Valleggia-Gh. (TI) 461f.
Vallember-Gl. (GR) 166, 168
Valletta-Arm (TI) 447
Valnontey-St. (AO) 552
Valsássina-Arm (CO) 365
Valser Gl. (T) 114f.
Valtellina-St. → Veltliner St.
Valtorta, Vadr. (GR) 152
Valtournenche, Gh. di (AO) 561
Valvata 28
Vannino-Gl. (NO) 507
Vanoi-Gl. (BL) 200
Vantarone-Gl. (TI) 432
Varmazon-Gl. (BZ) 279
Varrone-Gl. (CO) 361, 375
Varunasch-Gl. (GR) 403
Varusch-Gl. (GR) 166
Vau-Gl. (GR) 292
Vauda Grande-Schüttung (TO) 349
Vaudet-Gl. (AO) 554
Veddasca-Gl. (TI, VA) *424*
Vedeggio-Arm, Tessin-Gl. 362, 370, 421, 431f.
Vedeggio-Gl. (TI) 433
Veldidena = Wilten T 71, 137, 244
Veltliner St. (SO) 378, 384f., 393, 395, 399, 433, 448
Venediger Kühlph. (S, T) 133f., 236
Venerôcolo, Vedr. del (BS) 321
Veneter 139, 216, 284
Venî-Gl. (AO) 556
Venn-Gl. (T) 114
Venter Gl. (T) 120
Ventina-Gl. (SO) 398
Venus 303
Veratrum 492
Vereisungskurve 602
Vereisungszentren 228, 322, *338*, 576
Verhupf-Gl. (V) 127
Vermigliana-Gl. (TN) 232
Vermunt-Eis (V, T) 127
Vernagt-Ferner (T) 120
Verney-Gl. (AO) 539, 554f.
Veronica 570
Verra, Gh. Grande di (AO) 548
Verrès-St. (AO) 544
Verzasca-Gl. (TI) 434, 436, 486, 634
Vesul-Gl. (T) 127
Via Claudia Augusta 137, 139, 243f.
– Altinate 276
– Padana 284
Viburnum 27, 204, 306, 543
Vicia 663
Viege/Visper Gl. (VS) 621
Viehzucht 240, 566
Viererspitz-Brekzie (GAP) 31f.
Vigezzo-Centovalli-Arm (NO, TI) 499
Vigil-Gl. (BZ) 264, 267
Vignun-Gl. (GR) 478, 480
Villadossola-St. (NO) 512
Villafranchiano 303f., 326, 330, 345f., 348f., 419, 537f.
Villafranchian/Biharian-Grenze 636
Ville-Igl. (RWL) 636
Villnößer Gl. (BZ) 246, 248, 250
Vils-Gl. (T, Fus) 16, 35, 42, *44*, 49
Vindeliker 71
Viola 95, 311
Viola-Gl. (SO, GR) 410
Viona-Gl. (VC, TO) 538
Vira-Gl. (TI) 422
Viroula-Gl. (GR) 166
Viscum 27, 306, 435, 659
Vitis 25, 27, 86f., 189, 210, 214, 218, 236f., 292, 294f., 306, 435, 441, 456, 458, 564, 660
Vittimuli 564f.
Vivianit 361
Vögel 308
Völkerwanderung 253, 373
Vogesen-Schotter (H.-Rhein, JU) *586*, 609, 617, 629, 633
Voigtstedt-Igl. (DDR) 642
Vos-Gl. (TN) 232
Vova-Gl. (NO) 507, 514
Vulpes vulpes 308, 324
V. lagopus 308

Waal-Igl. (NL) 21, 579
Wacholder — *Juniperus*
Wachttürme 566, 664
Wacken-Igl. (SHL) 643
Wägital-Gl. (SZ) 622, 665
Wärme-Produktion, künstl. 612
Waffen 68ff., 217, 227, 275, 474, 496, 525, 566, 569
Waldbrände 458
Wald-Elefant → *Palaeoloxodon*
Waldgeschichte, altpleistoz. 305
– postglaziale 624
Waldgrenze 58, 131, 134, 159, 161, 164, 172, 192, *213*, 215, 230, 236, 238, 264, 288, 295, 344, 390, 393, 406, 408, 440, 452, 460, 473f., *478*, 481, 520f., 560, 564, 593, 640
Walensee-Arm, Rhein-Gl. 666
Wallburgen 283f., 287, 383
Walnuß → *Juglans*
Walser 493ff., 526, 535f., 568f.
Wanderblock-Fm. 345, 586, (Bd. 1, 268ff.), 609, 617f., 629, 633, 656
Wannser-Gl. (BZ) 279
Warmisried-Grub-Schotter 652f.
Warthe-St. (PL) 573
Warmzeiten 635
Warwen(tone) 93, 369f., 430, 584, 624, 663
Wasserkult 333
Waxeck-Kees (T) 106
Wegerich → *Plantago*
Wehra-Gl. (SAK) 656
Wehrdörfer 568
Weichsel-EZ (PL) 573*ff.*, 579, 631, 636
Weichter Trockental (KF) 20
Weide → *Salix*
Weidenröschen → *Epilobium*
Weideplatz, höchster alpiner 192
Weidewirtschaft 189
Wein-Ertrag 593
– Qualität 593

Weinrebe → *Vitis*
Weißach-Lappen, Rhein-Gl. (V) 660
Weissee-Ferner (T) *129*
Weißenbach Gl. (BZ) 271
Weißenbach-Gl., Sarn-T. (BZ) 238
Weißenbach-Gl. (T) 109
Weißkar-Ferner (BZ) 249
Weißtanne → *Abies*
Weißtraun-Gl. (TS) 17
Weizen → *Triticum*
Welsberger Konglomerat (BZ) 258
Wengen-Gl. (BZ) 264, 267
Werkzeuge, prähist. 68ff., 164, 227, 256f., 283, 308f., 333, 464, 484, 496, 501, 564ff., 649
Wermut → *Artemisia*
«Wertach»-Gl. (Allgäu) 15f., 34ff., 40
Wessobrunner Phase (WM) 59
Westgoten 244
Wiesenraute → *Thalictrum*
Wikinger 599
Wildgerlos-Gl. (T) 105
Wildschwein → *Sus scrofa*
Wimmertal-Gl. (T) 105
Windauer-Gl. (T) 110
Windgassen 131, 460, 474, 564
Wisconsin-KZ (USA) *575*, 576, *577*, 578, 580
Wisent → *Bison*
Witenwasseren-Gl. (UR) 667f.
Wolf → *Canis lupus*
Wolfratshauser Becken (WOR) 60ff.
Wolfratshauser S. (WOR) 24, 58, 62f.
Wollgras → *Eriophorum*
Wühlmaus 21, 648
Wutach-Gl. (WT) 657

Yanthium 458
Yarmouth-Igl. (USA) 576
Yellow-Asche (USA) 581

Zamser Gl. (T, BO) 105
Zanclean 344, 585
Zay-Ferner (BZ) 291
Zebrû-Gl. (SO) 409
Zeiler Schotter (WG) 652f., 655
Zeinis-Eis (T) 127
Zelkova 305f.
Zeller Schotter (LU) 669
Zemm-Gl. (T) 105
Ziege 218
Ziller-Gl. (T) 23, 93f., 105f., 110, 249, 624
Zillis-St. (GR) 623
Zinal, Gl. de (VS) 639
Zirm-Gl. (T) 120
Zmutt-Gl. (VS) 639
Zua subcylindrica 345
Zürgelbaum → *Celtis*
Zürich-St. 59, 580, 591, 622
Zufall-Ferner (BZ) 281
Zufritt-Gl. (BZ) 281
Zuort-Gl. (GR) 154
Zusam-Platte (A, WER, GZ, DLG) 19ff.
Zwischenbergen-Gl. (VS) 518
Zwischenterrassenschotter 19

Zur Erleichterung des Auffindens geographischer Namen, was am geeignetsten mit Hilfe der offiziellen Kartenwerke geschieht – entsprechende Verteiler finden sich auf dem Vorsatz – wurden Region, Kanton, Kreis, Provinz, Land angegeben. Dabei wurden als Abkürzung die Autozeichen gewählt. Stehen diese in Klammern, so ist Gegend, Berg, Tal oder Gewässer gemeint, sonst der Ort.

Neben bereits verwendeten Abkürzungen stehen zusätzlich:

A. = Alp(e), Alm; B. = Berg(e); C. = Col(le); EZ = Eiszeit; Fcla = Fuorcla; Geb. = Gebirge; Gh. = Ghiacciaio; Gl. = Gletscher, Glacier, Glatscher; Gr. = Gruppe; Igl. = Interglazial; Ist. = Intetstadial; Kph. = Kaltphase; KZ = Kaltzeit; L = Lac, Lagh, Lago, Ley; M. = Mont(e); Mgn. = Montagne; P. = Piz(zo); Pne. = Poncione; Pta.(e) = Punta, Pointe; R = Rio = Ruisseau; S. = See(n); Sch. = Schichten; Sp. = Spitz(e); St. = Stadium; T. = Tal(ung); Torr. = Torrente; V. = Val(le, lée, lon, lone); W. = Wald; WZ = Warmzeit.

Kursive Seitenzahlen: Figuren, Tabellen.

Orts-Register

Aarberg BE 677
Aare 618, 629, 644, 670
Abbadia CO 343, 367
Absam T 136
Abtei BZ 275, 277
Achdorf DS 657
Achen-Ps. (T) 16
Achen-S. (T) 23f., 84*f.*, 105, 109, 135
Achen-T. 16, 64, 109, 631
Achenwald T 109
Acqua, V. da l' (GR) 155, 158, 161
Acqua Bianca, Conca di (AO) 562
Acqua Fraggia, L. dell' (SO) 386
Acquabona BL 268
Acquacalda (TI) *453,* 473
Acquanera, M. (SO) 397
Acquarossa TI 465
Adamè, V. di (BS) 320
Adamello (BS, TN) 163, 199, 204, 206, 219, 224, 231, 245, 310f., 321, 399, 625f., 632
Adda (SO, CO, BG, MI, CR) 303f., 337, 343, *355,* 361, 379ff., 391f., 409ff., 627f., 634
Adelegg (OA) 624, 631, 680
Adige → Etsch
Adrara S. Martino BG 308
Adria 205, 310, 591, 625, 632
Adrô BS 315f.
Ägina (VS) 463
Aferer-T. / V. di Éores (BZ) 248
Afers BZ 256
Agarina NO 502
Ager/Agaro NO 527
Agnel, P. d' (GR) 171f.
Agno TI 368ff., 374, 421, 431
Agnon, P. di (GR) 478
Agogna (NO) 425, 511
Agra TI 374
Agrano NO 511
Agrella, Cima d' (CO) 375
Agro, V. d' (TI) 486
Agueglio, A. (CO) 352
Ahrn-T. (BZ) 70, 139, 260, 264, 271*ff.*, 275ff.,
Aibele-Sattel (SF) 33
Aicha /Aica BZ 264
Aifen-Sp., Hoher (T) 124
Aiguilles des Glaciers (Sav., AO) *557, 560*
Aiplspitz (MB) 67
Airale, V. (SO) 396
Aire, L' (GE) 672
Airolo TI 450ff., 456, 460*f.*, 464
Airuno CO 382
Aitrach (OA, WG) 33, 653, 657
Ajoie (JU) 617, 620, 629, 633
Ajüz, Mot (GR) 147
Ajüz, P. (GR) *83, 146,* 148, *150*
Ala TN *209,* 232, 244
Alagna-Valsesia VC 526, 530, 534ff.
Albana, P. (GR) *175*
Albano (CO) 378
Albano, M. (CO) 365
Albano, V. d' (CO) *446*
Albate CO 380
Albavilla CO 352, *355,* 381f.
Alben, M. (BG) 333
Albèr, P. (TI) 490
Albero di Sella (TI, VA) 419
Albigna, V. d' (GR) 342, 389
Albino BG 303, 328, 330, 334
Albiolo CO *354,* 359
Albogno NO 499
Albona (V, T) 125
Albónico CO 384
Albosaggia SO 413
Albris, P. (GR) 180, 337
Albrun-Ps. (VS, NO) 525, 527
Albula-Ps. (GR) 81, 190f., 624, 632
Albula-T. (GR) *82,* 171ff., 623
Aletsch (VS) 600, 679
Algund BZ 240, 283ff., 324
Alice, L. di (TO) 543
Alice Superiore TO 539, 543
All'Acqua (TI) 460, *462*
Allesaz AO 546
Allitz BZ 283
Allitzer T. (BZ) 281
Alliz, Pta. (BZ) 281, 291
Almajur (T) 53, 126
Alme (BG) 331
Almenno BG 303*f.*
Alp-S. (SF) *34*
Alpe, Ps. dell' (SO) 409f.
Alperschonjoch (T) 126
Alpisella, V. (SO) 161, 337, 412
Alpleskopf (T) 102
Alpnacher-S. (OW) 639
Alpsee-T. (SF) 33f., 39f.
Alsèrio, L. di (CO) 348, *355*f., 361f., 375, 380f., 627, 634
Altacroce, M. (BZ) 237
Altenau GAP 56
Alteniga TI 465
Altenstadt SOG 71
Altensteiner-T. (BZ) 274
Altheim LA 69
Altirolo TI 450
Altissima (BZ, T) 279, 283
Altissimo, M. (BS) 312, 318
Altissimo di Nago (TN) 208*f.*, *213*
Altmühl-T. (EIH, RID, KEH) 68
Alto, M. (BS) 315f.
Alto, M. (BZ) 291
Altoggio NO 515
Altstädten SF 41
Alv, P. (GR) *180*
Alvra, V. d' (GR) 171
Alz (TS, AÖ) 28
Alzano BG *304*
Alzate CO 382
Ambivere BG 334
Ambra, V. d' (TI) 450
Ambrì TI *453,* 456, 464
Ambria BG 331, 333
Ambriola BG 333
Ambrosa, V. (TI) 472
Ameno NO 443
Ammer (GAP, LL) *22,* 54
Ammergauer Alpen (GAP) 56
Ammer-Geb. (FUS, GAP) 16, 49f., 55, 58
Ammer-S. (LL, STA) 16, 54f., 58, 102, 110
Ammer-Sattel (T) 53
Amourette, R. de l' (Isère) 673
Ampass T 87, *92,* 136*ff.*
Amper (LA - FS) 28, 54
Ampezzo, V. d' (BL) 201, 255, 267f.
Ampola, Ltto. d' (TN) 207f.
Ampola V. d' (TN) 216
Amras T 136
Andalo TN 231, 232, 238
Andeer GR 392
Andelfingen ZH 659
Andergia GR 485
Andermatten/Chiesa NO 527
Andey-St-André AO 560f.
Andolla, P. d' (VS, NO) 518
Andorno-Cacciorna VC 538
Andossi SO 390
Andrian BZ 245
Anfo BS 221, 228
Angera VA *427,* 444
Ángolo, V. d' (BS) 312, 318
Annone CO 375, 382

Annone, L. di (CO) 343, 351, *353, 355f.*, 361, 363, 375, 381, 627, 634
Ansiei, V. d' (BL) 201, 260, 267
Antarktis 606f., 609, 612
Antermoja-Gruppe (BZ) 230
Anterselva, V. di (BZ) — Antholzer T.
Anterselva di Sotto BZ 273
Antholz BZ 276
Antholzer S. (BZ) 274
Antholzer T. (BZ) 237, 268, *273,* 275
Antigorio, V. (NO) 508f., *513,* 517, 525, 527
Antolina, V. (NO) 507
Antoni-Sp. (BZ) 264
Antrona, V. d' (NO) 507, 521*f.*, 526
Antronapiana NO 521f.
Anvéuda (TI) *469,* 472
Anza (NO) 512
Anzano CO 375
Anzasca-T. (NO) 507f., *523*f., 531, 535
Anzino NO 523
Anzola d'Ossola NO 512
Anzónico TI 420, 450
Aosta 548, 560, 564*ff.*, 628
Aosta-T. 539–572, 591, 628
Apennin 647
Appenzell AI 619
Appiano BZ → Eppan
Appiano CO *354*
Aprica, Ps. d' (SO, BS) 312, 320f., 324, 343, 399f., 413, 632
Aquila TI 466, 468, 474
Aquileia UD 137, 276, 382
Arabba BL 265
Aralalta, M. (BG) 331f.
Arale, A. (BG) 332
Arande (GE, H.-Sav.) 672
Aranno TI *421*
Arbedo TI 436, 444, 464
Arbedo, V. d' (TI) 447
Arbigo, Piano di (TI) 436
Arbino, Motto d' (TI) 447
Arbola, Pta. d' (VS, NO) 515*f.*
Arbola, V. d' (GR) 478
Arbon TG 660
Arbóstora TI 429
Arbóstora, M. (TI) 358, 422
Arcegno TI 431, 440, 444
Arcesaz AO 546
Arcisate VA 422
Arcoglio, M. (SO) 396
Arcumeggia VA 426
Ardez GR 79, 147, *150,* 164f.
Arena Po 308
Arera, P. (BG) 332
Argegno CO 352, 358, 366, 378, 380, 383
Argen, Untere (OA, WG) 33
Argentière H.-Sav. 675
Ário, M. (BS) 311
Arktis 599, 604, 607
Arlas, P. d' (GR) 404
Arlate CO 361
Arlberg (V, T) 16, 52, 83, 124ff., 139, 631f.
Armeno NO 425, 511, 525
Ármio VA 428
Armisa, V. (SO) 399
Arnaz AO 568
Arnspitzen (T, GAP) 33, 58
Arogno TI 358
Arona NO *427,* 444
Arosio TI 360, 421, 432
Arpiglia, V. d' (GR) 168f., 174
Arpschella (GR) 151
Arpschellas, Plaun d' (GR) 82
Arquino SO 395, 413
Arsiè BL 200
Arsiero VI 202
Artanava, V. d' (AO) 526f.
Arteneva, V. d' (AO) 563
Artogne, V. di (BS) 319
Artore TI 431
Arvier AO 539, 566
Arvigo GR 476, 485
Arzbach-T. (TÖL) 60
Arzbergklamm (T) *107*
Arzl Innsbr. T 90, 135, 138
Arzl Pitz-T. 95, 122, 137
Arzo NO 429, 511
Arzo, P. dell' (T) 488, 492
Arzo, Pne. d' (TI, VA) 419, *425*
Aschau RO 97
Ascher-T. (KF) 50
Aschheim M 73
Ascona TI 431, *437*ff., 443f., 497
Asiago VI 200
Asso CO *355*f., 360, 382
Astano TI 373, 375, 421, 426, 428
Ástico, V. d' (TN) 200
Assa, V. d' *146,* 148
Assat TN 208
Asta, Cima d' (TN) 200
Astras, A. (GR) 155ff., *289*
Atemlöchermoos (T) 118, 133
Atlantik 599, 602f., 607ff.
Attel (EBE, WS) 100
Attergau S 27
Auenfeld-Sattel (V) 48, 125
Auer/Ora BZ 198, 210, 228, 234, 241, 243
Auerberg (SOG, MOD) 49
Auffach T 110
Augsburg 18, 20f., 49, 69ff., 137
Aurafreida GR 406
Auresio TI 497
Aurigeno TI 490
Aurin, M. (BL) 200
Aurina, V. (BZ) → Ahrn-T.
Außerraschötz/Rasciesa di Fuori (BZ) 250
Auzate NO 425
Avedo, V. di (SO) 409
Avegno TI 488
Averara BG 332
Aviâtico BG 333
Avic, M. (AO) 544
Avigliana, L. di (TO) 564
Avigna, V. d' (BZ, GR) 155, 294
Avigno, M. (NO) 507, 511
Avilica VR 216
Avio VR 202, 206, *209,* 244
Avio, V. dell' (BS) 321
Avisio-T. (TN) 242
Axams T *89,* 120
Ayas AO 546, 568
Ayas, V. d' (AO) *547*
Aymavilles AO 548, 550

Baar (VS, D) 624
Baceno NO 509, 512ff., 525ff.
Bacher-T. (BZ) 270
Bachern-T. (BZ) 274
Bachheim FR/D 657
Bad Kreuth MB 64f., 110
Bad Möders BZ 248, 295
Bad Oberdorf SF *44*
Bad Tölz TÖL 16, *22,* 26, 28, 60ff., 70
Bad Wiessee MB 64
Bad Wörishofen MN 49
Bad Wurzach WG 589, 652f.
Baden AG 590, 630
Badia di S. Leonardo BZ 277
Badìa, V. (BZ) 247
Badile, P. (GR, SO) 337, *341,* 384f., 390, 394
Bäretswil ZH 661
Bagaggera CO 346, 348
Bagigno-Campo GR 476
Bagnella BG 333
Bagnes, V. de (VS) 568
Bagni del Másino SO 394
Bagolino BS *209,* 222
Bagozza, Cimone della (BG, BS) 319
Baisweil OAL *19*
Baitone, Corno (BS) 321
Baldo, M. (TN) 202, 204, 206, *209, 212f.*, 215f
Balerna TI 343ff., *354,* 359, 373f., 585
Balisio, C. di (CO) 361, 363, 366
Ballábio CO 343, 361, 365f.
Ballino TN 225
Balma fredda (NO) *515*
Balmuccia VC 531, 536
Balniscio, Cima di (GR, SO) 477f.
Baltikum 573f.
Baltringen BC *655*

Bánnio NO 523, 526
Baraggia VA 362
Baranca, V. (NO, VC) 523, 529, 531
Barbellino BG *329,* 331
Barbeston, M. (AO) 549
Barbuste AO 544
Barche-Solferino BS 309
Barcli, V. da (GR) 150, 157
Bard AO 548
Bardelino CO 361
Bardolino VR 199, *209, 212,* 216
Bardonnex GE 672
Barents-See (USSR) 609, 611
Barghe BS 218f., 227
Barna (GR) 477f.
Barni CO 356, 360, 362
Barone, P. (TI) 487
Barògnia (TI) 450
Barraux Isère 672
Barro, M. (CO) *355*ff., 361, 381
Baruffini SO 413
Barzago CO 382
Barzanò CO *355,* 382
Barzeno SO 385
Bárzio CO 363*ff.*
Barzona NO 523
Basel 585, 587, 589f., 594, 617f., 629
Basengo, Ri (TI) 451
Basódino (TI, NO) *491,* 513
Bassa di Nara (TI) 474
Bassano VA 432
Bassano, Monti di (VA) *422*
Basseta, M. (SO) 337, *379,* 393
Baumkirchen T 87, 92ff., 136
Baveno NO 434, 444, 508, 510
Bavona, V. (TI) *488,* 496
Bayrach (MB, T) 64
Bayralp-Sattel (T, MB) 110
Bayrischzell MB 67
Bazena, A. (BS) 320
Beauregard, L. de (AO) 553
Becchi, Corno dei (SO, BS) 409
Bedano TI 371
Bedeloni (VA) 426
Bédero VA 429, 444
Bedole, Corno di (BS, TN) 322
Bedolina SO 385
Bedretto, V. (TI) 420, 452f., 460ff., 488, 627, 648, 656, 667
Bedrina (TI) 451, 458, 473
Bedriolhorn (TI, NO) 491
Bedulita BG 334
Bego, M. (CN) 322
Bégna CO 378
Beldosso MI 352
Belforte VA 348
Bellagio CO 339, 356, 359, 366f., 378, 383, 432
Bellano CO 339, 352, 363, 367
Bellavista (GR, SO) *188*
Belledonne-Massiv (Isère, Sav.) 675
Bellinzona TI 391, 436, 438*f.*, 444*f.*, 448
Belluno BL 201f., 276, 625
Belmonte CO 378
Belviso, V. (SO) 399
Benediktbeuren TÖL 56, 60; 73
Benediktenwand (TÖL) 62
Berbenno SO 399
Berchtesgaden BGD 72
Beregazzo CO 351
Bergamasker Alpen (BG, SO) 303ff., 310, 324–336, 591, 626, 632f.
Bergamo 303f., 308f., 318, 331f., 334, 382
Bergell (GR) 179, 189, 337, *341*f., 383ff., 392, 609, 626, 633
Bergen N 574f.
Bergün GR 623
Bering-Meer 608
Berlinghera, M. (SO, CO) 337
Bern 642, 644, 670
Bernaschina CO 362
Bernate VA 430
Berner Alpen 638
Berner Klause (TN) 216
Berner Seeland 677
Bernex GE 672
Bernina-Geb. (GR, SO) 80f., 157, *181, 184ff.,* 337, 609, 626, 633
Bernina, P. (GR, SO) 187, 405
Bernina-Ps. (GR) 81, 159f., 180, 183, 187, 191, 337f., 391, 406*ff.*, 624, 632
Bernina, V. (GR) 159f., 173, 179ff., *183,* 404
Berninahäuser GR 159, 179, 191
Berwang (T) 49
Berzona TI 497
Besana MI 356
Bescha, M. da la, Ofen-P. (GŔ) 155, 157, 197, 291*ff.*
Bes-cha, M. da la, Pontresina (GR) 79, 180, *183*
Besena CO 382
Besenello TN 203
Bettaforca, C. di (AO) 545, 568
Bettelmatt NO *517*
Béura NO 526
Bever GR 82, *171,* 174, 625
Bever, V. (GR) 80, 166, 171f., 174
Bévera, V. (VA) 362
Beverate CO 361
Beverin (GR) 174
Biäsagn, V. (TI) 466
Biancabella, C. d. (TI) *467*
Bianco, L. (GR) 405, 408
Biandronno VA 372
Biandronno, L. di (VA) 432, 434, 543
Biasca TI 420, 437, 440, *449,* 455, 464, 475f., 634
Biaschina (TI) 450f., 455, 464f.
Biber (SMÜ, A) 18
Biberach a. d. Riß BC 589, 619, *655*
Biberwier T 110
Bichl TÖL 56
Bickenried KF 18
Bidesco TI 448
Bidogno TI 374, 431
Biegno VA 428
Biel BE 619, 676
Biela, P. (NO, TI) 513
Bieler S. (BE) 663, 676
Bielerhöhe (V, T) 127
Biella VC 537
Bieno NO 509
Bignasco TI *488,* 490, 496
Bilshausen NL, D 642
Binago CO 351, *354*
Binate, M. di (CO) 359
Binn-T. (VS) 527
Bioggio TI 369, 371, 374, 431
Bionaz AO 562, 564
Bione BS 219
Birgitz T 137
Birgsau SF 42
Birkkar-Sp. (T) 62
Birnlücke (BZ, S) 260, 277
Bironico TI 375
Birs (JU, BL) 619f.
Birseck LU 669
Bisbino, M. (CO) 359, 378, *425*
Biscaya, Golf v. 591
Bischofsberg (TG) 660
Bischofshofen S 70
Bischofszell TG 660
Bise Rosso, Torr. (VC) 531, 536
Bissone TI 366f., 372, 374
Bitabergh. L. da (GR) 388
Bitto, V. del (SO) 380, 398
Bizzozzero VA 347f.
Blaichach SF 33
Blais, M. (GR) 82
Blais, P. da las (GR) 171
Blasienberg (T) 88
Blauberg (T, MB) 109
Blaunca GR 179
Blenio, V. (T) 420, 448, 450, 455, 464*ff.*, 474*ff.*
Blévio SO 359
Blinnenhorn (VS, NO) 420, 461, 463, 513, *516,* 627
Blumberg DS 657
Blumegg WT 657
Blumenau/Prato all'Isarco BZ 244, 249
Blumone, Cima di (TN) 224
Boario-Terme (BS) 318
Bocca d'Adda SO 379
Boccareccio, Pizzi di (NO) 515

Boccioleto VC 535
Bocenago TN 225
Bodengo, V. (SO) 385
Bodenschneid (MB) 65
Bodensee 137, 663
Bodio GR 476
Bodio TI 449, 451, 455
Boé, P. (BZ) 230, 251, 266
Bös Fulen (SZ, GL) 664f.
Bösbächi (GL) 665
Boggia (SO) 378
Boglia, M. (CO, TI) 340, 358
Bogna (NO) 512
Bognanco NO 526
Bognanco, V. di (NO) 507, 521f.
Bogogno NO 419
Boiola VR 204
Bolettone, M. (CO) 342, 357, 360, 362
Bolgenach (SF, V) 33
Bolla, A. della (TI) 494
Bollengo TO 542
Bollettaccia (TI) 371
Bolzano → Bozen
Bombinasco TI 421, 432
Bonate di Sotto BG 334
Bondasca, Cima della (GR, SO) *341, 387,* 390, 394
Bondasca, V. (GR) 388f.
Bondione, V. (BG) *330*
Bondo GR *387,* 391f.
Bondo, L. (BS) 206
Bondone, M. (TN) 214f., 220ff., 238
Bor di Pacengo VR 215
Borca NO 524, 526
Bordei, V. di (TI) 499
Borgna, M. (VA) 422
Borgnone, V. (TI) 499
Borgomanero NO 419, 425, 507, 510
Borgonovo GR 173, 386, 388, 391
Borgosesia VC 529, 536
Borgo-Ticino NO 426*f.,* 444
Borlezza, V. (BG) 306f., 312, 319, *326f.*
Bormio SO 166, 284, 337f., 408, 410f., 413
Bornato BS 316
Borno BS 312f.
Borromäische I. (NO) 429, 434, 436, 444, 507f., 512, 627, 634
Boschetto, V. (TI) 499
Bosco/Gurin TI *495f.*, 527
Bosco, Ps. di/Guriner Furka (TI) 496
Bosco, V. d. (TI) 494
Bosioso CO 381
Bosses AO 562
Botsch, Fcla. V. dal (GR) *158*
Botsch, P. dal (GR) 154
Bouchot (Vosges) 656
Bourget, V. de (Sav.) 673
Bova, V. (CO) 308
Bozen 137, 139, 163, 197ff., 210, 231, 233, 235ff., 242ff., 284, 625
Bracca BG 333
Braccia, M. (SO) 397
Braga di Cavallo (CO) 356
Braga, Pne. di (TI) 488, 491, 494
Braies BZ → Prags
Brameck-Sattel (FUS, GAP) 49
Brancla (GR) 154
Brandenberger Ache (T) 64, 135
Brandet, V. (BS) 321
Brandjochboden (T) 103
Brannenburg RO 94
Branzi BG 332
Branzoll BZ 244f.
Braone BS 320
Brate, V. di (BS) 321
Braulio, V. del (SO) *411f.*
Braunwald GL 665f.
Brè TI 358, 374, *421*
Brè, M. (TI) 431
Brecher Sp. (MB) 65
Brechtenjoch (T) 102
Bregaglia, V. (GR, SO) → Bergell
Breganzona TI 374
Bregenz V 71
Bregenzer Wald (V) 33, 48, 125
Breggia (TI, CO) 343f, *354,* 359, 362, 366, 378
Breguzzo TN 224
Breien/Brie BZ 250
Breinetsried (WM) 26, 580
Breitenstein (RO, MB) 104
Breitenwang T 139
Breithorn, Simplon (VS) 520
Breithorn, Zermatt (VS, AO) 546
Breitlahner T 106
Brembana, V. 309, 331ff.
Brembate Sotto BG 333f., 345
Brembilla BG 331
Brembo (BG) 309, 331f., 346, 352
Brembo di Főppolo, V. (BG) 332
Brembo di Valleve, V. (BG) 332
Brenna SO 348
Brenner (T, BZ) 71, 84, 86, 103, 115, 131, 138f., 244, 251, 276, 284f., 295, 625, 632
Brenno (TI) 437, 469
Brenno della Greina (TI) 470
Breno BS 312f., 319f., 324
Breno TI 375, *421*
Breno, Pne. di (TI) 433
Brenta-Gr. (TN) 163, 199, 210, 220, 225*f.,* 231f., 245
Brentino VR 202
Brentonico TN 216
Brescia BS 228, 310f., 324
Brescianer Berge (BS) 310
Bressanone BZ → Brixen
Bretina TN 216
Brettenbach-T. (NB) 65
Breuil/Cervinia AO *561*
Bri, V. di (TI) 450
Brianza (CO, MI) 309, 351, *353, 356,* 375, 380ff., 627, 634
Briasco, M. (NO, VC) 507, 511
Brig VS 526, 621, 679
Brignon VS 678
Brignoud, Le Sav. 672
Brinzio VA *423,* 428f., 432
Brione TI 488, 496
Brione, M. (TN) 204, 216, 240
Brisino NO 443
Brissago TI 432, 444
Brissago, L. di (TI) 420, *422,* 436
Brivio CO *353,* 361f., 366, 382
Brixen BZ 235f., 245f., 248, 252f., 264, 268
Brixen-T. (T) 94, 110
Brixlegg T *95,* 102, 110, 136f.
Brogles Joch (BZ) 255, *257*
Broglio TI 492, 496
Bronzone, M. (BG) 314
Brozzo BS 311
Bruck a. Ziller T 137
Brünesc, P. (TI) 492
Brünig-Ps. (BE, OW) 621
Brütten ZH 662
Bruffione, M. (BS, TN) 223
Brugg AG 619
Brunate CO 308, *354,* 359, *363,* 382
Bruneck/Brunico BZ 237, 247, 259ff., 268, 275f.
Brunni, Corno (NO) 514
Brunnen-Kogel (T) 121
Brunnenstein-Sp. (GAP, T) 58
Brunone, Ps. di (BG) 333
Brusada, V. (SO) 397f.
Brusago TN 228
Brusata TI 368
Brusimpiano VA 371
Brusino-Arsizio TI 371
Brusio GR 401f., 408
Brusson AO 546*f.*
Bruzella TI 374
Bschlaber T. (T) 49f., 138
Buchberg (DS) 657
Buchen T. 107f.
Buchenberg OA 34, *37,* 39f.
Buchenstein BL/I 256, 277
Buchloe KF 49
Buco, V. del (TI) 447
Buechberg (SZ) 661f.
Butja, Sass (BZ) 248, 266
Buffalora (GR) 82, *158*
Buffalora, M. (GR) 162f., 165
Bulgarograsso CO 308
Bullaccia, M. (BZ) 256

Bulle FR 619, 621
Buoi, V. dei (BZ) 287
Bura di Forcella (BG) 332
Burdùn, V. (GR) 169f., 181
Burgeis/Burgusio BZ 284*f.*, 289f.
Burggrafenamt (BZ) 283ff.
Burgundische Pforte *587*
Burlafingen NU *47*
Busài, V. (TI) 490
Buscagna, V. (NO) 515
Buseno GR 476, 485
Bussola, Corno (AO) 546, 548
Buthier (AO) 566
Buttogno NO *500*
Butzer Sattel (V) 48
By, Conca di (AO) 562

Ca'Morta CO 382
Ca'Rotte SO 397
Cabbio TI 374
Cabianca, M. (BG) 330
Cabiane BS 206
Cacciabella, P. (GR) 386
Cadagno (TI) 459
Cadagno, L. di (TI) *453f.*
Cadangola (SO) 412
Cadelle, M. (BG, SO) 332, 398
Cademario TI 375, 421
Cadempino TI 375
Cadenabbia CO 351, 361
Cadenazzo TI *439f.*, 448f., 466, 476, 486, 497
Cadera GR 409
Cádero VA 428
Cadino, M. (BS) 320
Cadino, V. di (BS) 223
Cadlimo, V. (TI) *453f.*
Cadore (BL) 260
Cadria, M. (TN) 207, 224
Cadrigna, M. (VA) 428
Cadro TI 374
Cävi, Cima di (GR) 386
Cáffaro, V. di (TN, BS) 216, 219*ff.*, 320
Cagiallo TI 374
Cagno CO 351
Cagnò TN 240
Cagny-la-Garenne Somme 351
Cainallo, A. di (CO) 352
Caines BZ → Kuens
Caino BS 206
Caino, Corni di (BS) 227
Caiolo SO 399
Cairasca, V. di (NO) 517
Calanca, V. (GR) 420, 438, 475ff., 484ff.
Calanda (GR, SG) 52, 623
Calbiga, M. (CO) 377
Calco CO 351
Caldaro BZ → Kaltern
Caldenno, M. (SO) 396
Calderas, P. (GR) 172
Caldonazzo, L. di (TN) 208
Calescio, Cima di (TI) 433
Calino BS 316
Calliano TN 200
Calolziocorte BG 352, *355*, 362
Calpiogna TI 450
Calusco BG *347*
Calvairate M/I 308
Cam, V. da (GR) 342, 389
Cama GR 485
Cama, L. di (GR) 478
Camadra, V. (TI) 471
Camasco VC 529
Camborta I 308
Cambrena, P. (GR) 337, 404
Cámedo TI 438
Camerata BG 331
Camerina BG 313
Camino, P. (BG, BS) 319
Camoghè (TI) 421, 433, *446*f.
Camónica, V. (BS) 210, 283, 312, 314, 318ff., 322*ff.*, 337, 391, 399, 412f., 626, 632
Camorino TI *439*
Camp, V. da (GR) 404ff., 410
Campagna TI 450
Campagnano NO 428
Campanile, M. (BS) 311
Campasc, V. (GR) 405
Campascio GR 401
Campelli, Ps. di (BG, BS) 312
Campello TI 451
Campello, P. di (TI) 450*ff.*
Camperio TI 474
Campertogno VC 534
Campiglio, V. di (BS) 221, 225
Campiller T. (BZ) 256, 266
Campione CO 366, 374
Campione del Garda BS 206
Campione, M. (BS, BG) 312
Campitello TN 229, 246
Campo SO 398
Campo Blenio TI 468, *471*f., 474
Campo Carlo Magno (TN) 225, 231
Campo Croce, V. (BL) 268
Campo dei Fiori, M. (VA) 308, 419, 426ff., 432
Campo Tencia, P. (TI) 452, 492
Campo di Trens BZ 252
Campo Tures BZ → Sand i. Taufers
Campo, V. Maggia TI *493*f., 496
Campo, V. di (SO) 158
Campo, V. di (TI) 466, 471f., 494
Campocologno GR 160, 401, 408
Campodolcino SO 390, 392
Campolungo (BZ) 265
Campolungo, P. (TI) 452f., 456, 492
Campovecchio, V. di (BS) 321
Campra (TI) 472, 474
Canà, P. (TI) 492
Canale VR 216
Canale, P. Sasso (SO, CO) 337, 378
Canale Tórto (SO) 161
Canale, V. (BG) 330
Canali, V. (BL) 200
Canaria, V. (TI) 460*f.*
Canariscio, P. (TI) 460
Canavese (TO) 539, 564, 569
Canazei TN 229ff.
Cancano, P. (SO, GR) 399
Cancano, L. di (SO) 411
Cancian, V. (GR) 398
Candia Canavese (TO) 542
Caneggio TI 359, 374
Caneggio, A. di (TI) 433, 447
Cánnero NO 430, 443
Cannobina, V. (NO) 420, 429, *431*, 436, 498ff., 507
Cannóbio NO 429f., 443, 525, 627
Canobbio TI 369f., 374, 431f.
Canova GR 386
Cantello VA 351, *354*
Canto Alto (BG) 331
Cantone, V., Bormio (SO) 410
Cantone, V. del, Livigno (SO) 161
Cantù CO *354*f., 362*f.*, 382, 626, 634
Canza/Fruttwald NO 508, 513, 527
Canzánico BG 313
Canzo CO *355*f., 360, 362, 375, 382
Canzo, Corni di (CO) *353*, *355*f., 360
Capezzone, Cima (VC, NO) 426, 510
Capo di Ponte BS 312, 319, 322, 324
Capolago TI 358, *367*, 371ff., 626, 633
Cápolo, V. di (TI) 497, 499
Capovalle BS *209*, 218, *221*f., 227
Caprezzo NO 426
Capriate d'Adda (BG) 345
Carac (CO) 340
Caraina, Pta. (BS) 312, 314
Carano TN 228
Carassino, V. di (TI) *468ff.*
Caravate VA 419
Carbonare TN 199, 202, 238
Carbonin BZ → Schluderbach
Carcoforo VC 530, 532, 535
Cardinello, V. del (SO) 390, 392
Caré Alto, M. (TN) 224
Carecchio, V. (TI) 486
Carega, Cima (TN) 202
Careina, Pta. (BS) 312
Carema TO 542, 544
Carena TI 445
Carenno BG 352, *355*
Carera di Fiavé TN *217*
Carì TI 451f.

Carì, L. di (TI) 455
Carmena TI 445
Carnia UD 260
Carona BG 332
Carona TI 374
Carpeneda BS 219, 227
Carugo CO 348
Cárvico BG 352
Casaccia GR 176, 179, 337, *341*f., 386, 388
Casaccia (TI) 474
Casale, M. (TN) 225
Casargo CO 361
Casate TI 346
Casatenovo CO 352, *355*, 361
Casciago VA 426
Cascinotta, V. di (CO) 378
Caseid/St. Felix BZ 244
Casera Bonteranica (BG) 332
Casere → Kasern
Caset, Cima (TN) 207
Casies, V. di (BZ) → Gsieser T.
Càsima TI 359
Casina Cattabrica 349
Casine di Trela (SO) 412
Caslano, M. (TI) 368, *371*, 626
Caslino d'Erba CO 382
Casmera, V. (VA) 428
Casnigo BG *327*ff.
Caspoggio SO *396*
Cassa del M. del Ferro (SO) *81*
Cassagno, P. (TI) 486
Cassago CO 382
Cassandra, P. (SO) 396
Cassarate-T. (TI) 368ff., 374, 431
Cassina CO 365
Cassina di Prato TI 452
Cassone (TI) 371
Cassone VR *212*
Cassone, V. (CO) 339, 358
Castasegna GR 385f., 475f., 484
Castel-S. Pietro TI 362, 369, 374
Castel Tesino TN 200
Castel Venzago BS 199
Casteldarne BZ → Ehrenburg
Castelletto NO 444
Castelletto VR 216
Castellfeder BZ 243
Castello di Brianza CO 382
Castello, Cima di (GR, SO) 337, 394
Castello, M. (BG) 332
Castello, P. (TI) 494
Castello sopra Ticino VA 443
Castelmarte CO 356, 360, 382
Castelmur GR 391
Castelnuova Nigra TO 539
Castelnuovo VR 199
Castelpietra TN 203
Castelveccana VA 426, 429
Castion (BZ, TN) 242
Castione TI 444, 448
Castione della Presolana BG 331, 333
Castionetto SO 412
Casto BS 218
Castor (VS, AO) 546
Castro BG 313, 319
Castro TI 474
Cataeggio SO 394f.
Catena Oróbica (BG, SO) 303, 324, 331, 337, 346, 399*f.*, 626
Catinaccio (BZ, TN) → Rosengarten
Cauco GR 474, 485
Cavaglia GR 180, 404*f.*, 409
Cavaglio-S. Donnino NO 500
Cavaglio, V. (NO) 429, *431*
Cavagnano TI 420, 448, 450
Cavagnöö, V. (TI) 492
Cavagnolo, V. (TI) 461
Cavalcorto, Cima del (SO) 394
Cavalese TN 228
Cavallasca, Sasso di (TI, CO) *354*
Cavalli, Piano dei (SO) 390
Cavallina, V. (BG) 303, 308, *313*, 318, 330, 333, 632
Cavallizza, V. (VA) 424
Cavallo, M. (BG) 332
Cavallo del Toro (TI) 494
Cavallo, V. (TN) 200
Cavargna, V. (CO) 339, 358, 370
Caven SO 324, 412
Cavergno TI *488*, 491
Caviano (TI) 359, 422, 428
Cavigliano TI 436, 497, 499, 501
Cavlera, M. (BG) 330
Cavloc, L. da (GR) 179, 189, 388
Cavril (GR) 388
Cebbia GR *485*
Cecino BS 228
Cedec, Torr. (SO) 410
Cedégolo BS 320
Celerina GR 79, 174
Celle (BG) 316
Celledizzo TN 232
Cembra TN 242, 681
Cembra, V. di (TN) 228, 242
Cemmo BS 322, 324
Cenate di Sopra BG 318, 330, 334
Cene BG 328
Ceneri, M. (TI) 339, 362, 366, 420, 424, 431, 433, 436, 439, 448, 626, 633
Cengalo, P. (GR, SO) *341*
Cengles BZ 281ff., *289*
Cenis, M. (Sav., TO) 591
Centa, V. (TN) 199
Centovalli (TI) 420, *422*f., 431, 436, 438, *487*f., 490, 497ff., 525, 627, 634
Central Plains (USA) 576
Centrale, P. (TI, UR) *453*, 460
Ceppo Morelli NO 523
Cerano, A. di (CO) 358f.
Cerena SO 410
Cerentino TI 494
Ceresc (SO) 385
Cereso CO 378
Cerete BG 306
Cerinasca TI 444
Ceriola, Becco della (TN) 199
Cermes/Tscherms BZ 286
Cernobbio CO 308, 378
Cerva, V. Sermenza VC 532
Cervarolo VC 529
Cerveno BS *319*f.
Cervo (VC) 536ff.
Cesana CO 375
Cesano (MI) 349f.
Césara NO 510f.
Césovo BS 311
Cevedale, M. (BZ, SO, TN) 197, 231, 283, 286, 410, 633
Cervio TI *488*, 490, 496
Chablais (H.-Sav.) 619
Chaîne des Puys (P.-de-D.) 637
Chalchagn, P. (GR) 79, *181*
Challant-Ayas, V. de (AO) 540, 546
Chambéry Sav. 673
Chamdepraz AO 544
Chamen AO 562
Chamins, V. (GR) 145
Chamois, Valtournenche AO 560
Champatsch, P. (GR) 152
Champfèr GR 173, 176, 190, 625
Champfèr, L. da (GR) 173*ff.*
Champlönch (GR) 157
Champoluc AO 546
Champorcher AO 544, 568f., 628
Champsech (GR) 157
Chamuera, V. (GR) 158, 169ff.
Chandon-T. (FR) 676f.
Chanterella (GR) 173
Chapella GR 166*f.*
Charnadüra (GR) 174
Charvensod AO 548
Chaschanella, V. (GR) 168
Chaschauna, V. (GR) 82, 166, 168
Chasseron, Le (VD) 619
Chastelets (GR) 177
Château des Dames (AO) 561
Châtillon AO 540, 548, 560, 566
Chavagl, M. (GR) 157, *162*f.
Chavalatsch, P. (GR, BZ) 281, *289*, 294
Chazforà (GR) 292
Chêtif, M. (AO) 539
Chiareggio SO 398
Chiasso TI 343*f.*, 346, *354*, 359, 362, 370, 374, 585
Chiavenna SO 337, 378*f.*, 384*f.*, 390ff, 413

Chiavenna, Piano di (SO) 379, 384, 394
Chiem-S. (TS) 71, 73, 101, 625
Chienes BZ → Kiens
Chiesa SO 396f.
Chiese-T. (TN, BS) 206, 208 218*ff.*, 227f., 311, 320, 632
Chiggiogna TI 451, 455, 464, 474
Chignolo Po PV 308
Chignolascio, V. (TI) 490
Chirónico TI 450, 464
Chiuro SO 394f., 399, 412, 627
Chiusa BZ → Klausen
Chiusella, V. (TI) 542
Chriegalp-Ps. (VS, NO) 515
Chur GR 286, 623
Churburg (BZ) 284
Churer Joch (GR) 52
Cianazei TN → Canazei
Ciapè P. (NO) 521
Ciàrdes BZ *280,* 284, 286
Cignana AO 560
Cima Bianca (BZ) 283
Cima di Rossa (GR) 388
Cima Rocca (TN) 232
Cima Rossa (TI, GR) 476
Cima Rossa di Saent TN 231
Cima del Rosso (VS, NO) 518
Cimalmotto TI 494
Cimetta (TI) 430
Cimolina, V. (UD) 201
Cimon della Pala (TN) 200, 228
Cinquevalli TN 241
Cinquevie VA 428
Cinte TN 200
Cinuos-chel (GR) 151, 166*ff.*, 625
Cinzago NO 430
Cisano BG 361
Cisano VR 216
Cismon, Valle (BL) 200
Cistella, M. (NO) 517
Civate CO 382
Civetta, M. (BL) 201
Civiglio CO 382
Claro TI 436, 444, 449, 455, 464
Claro, P. di (TI, GR) 450, 476
Clemgia (GR) 155ff.
Clemo, M. (BG) *307,* 318
Cles TN 240, 242, 244, 391
Clivio VA 362
Clivio, M. (VA) 428
Clogstafel, Pta. (NO) 514
Clozza, V. (GR) 152
Clüs, Muottas da (GR) 150
Cluozza, V. (GR) 150
Clusane BS 316f.
Clùsio BZ 290
Clusone BG 303, 306f., 312, 324ff., 330f., 632
Coarezza VA 426
Coca, P. di (BG, SO) 330
Cocco, V. (TI) 492
Codera, V. (SO) 343, 380, 383f.
Cóggiola VC 536
Coglio, V. di (TI) 490, 496
Cogne AO 551f., 564, 566, 569
Cogne, V. de (AO) 539, 549ff., 569
Cognolo, M. (BS) 315
Cogollo (VI) 202
Colazza NO 426
Coldonazzo, L. di (TN) 199
Coldrano/Goldrain BZ 281, 284
Coldrerio TI *354,* 372f.
Cólere BG 319
Coletto (BG) 314
Colfuschg BZ 266, 277
Cólico CO 378*f.*, 382, 384
Colla, V. (TI) 374, 421, 431
Collalbo BZ/Klobenstein 240
Collalto/Hochgall (BZ) 260
Cóllio, V. Trompia BS 311
Cóllio di Vobarno BS 228
Collon, C. (VS, AO) 568f.
Colma (TI) 469*f.*
Colma di Craveggia (TI) 501
Colma del Piano (CO) 360
Colmegna VA 428
Colmegnone (CO) 359
Colmen dei Carac, M. (CO) 340
Cologno al Sério BG 333
Colombe, Ps. delle (TI) 452
Colombine, M. (BS) 311
Colombini, M. (BS) 223
Colonna, M. della (VA) 426
Coltura GR 386
Columbare BS 216
Colzate BG *327*
Comabbio, L. di (VA) 428, 430, 432
Comacina, I. di (CO) 378, 383
Cómbolo, P. (SO) 399, 402
Comei CO 357
Comer S. (CO) 71, 303ff., 309f., 337, 339, 342f., 346, 352, *354,* 357, 359, 361, 366f., 370, 375*ff.*, 382, 384, 391f., 413, 419, 432, 445, 591, 617, 626, 633f.
Comero NO 510
Como CO 308, 339, 342, 351f., *354,* 359, 362*f.*, 374, 378, 382f., 408, 413, 436
Comologno TI 497, 501
Compatsch GR 145
Compietto (TI) 470
Concagno CO 348
Concarena (BS) 320
Conche, M. (BS) 310
Conco, M. (SO) 392
Condino BS 222
Confignon GE 670f.
Confinale, M. (SO) 409
Contone TI 438, 445, 449
Contra TI 485
Contrin, V. di (TN) 229
Conzanengo TI 420, 448
Cop di Breguzzo, Cima (TN) 224
Corconico NO 511
Cordevole (BL) 277
Cordona, Sasso (CO) 359
Corgella, P. di (TI) 421, 448
Corgello, Peccia (TI) 492
Coripo TI 486, 496
Corna Blanca (BS) 219
Corna Grande (BG) 332, 361, 363
Corna Rossa, Cima di (SO) 396
Cornalba BG 333
Corne, M. (SO) 412
Cornetta (BG) 332
Cornetto (TN) 199, 202, 214
Corni Bruciati (SO) 395f.
Cornizzolo, M. (CO) *353,* 375
Corno Alto di Giustino (TN) 231
Corno di Gésero (TI-CO) *446f.*
Corno, Ps. di (VS, TI) 460f., 463, 627
Corno, V. (TI) *462*f.
Cornone di Blumone (BS) 222f.
Cornuda VE *201*
Coroi (TI, GR) 470f.
Corona, M. (TN) 224
Corona di Groppo (NO) 494
Corona dei Pinci (TI) *422,* 424, 499
Corona di Redorta (TI) 487
Corona Troggi (NO) 509
Cortabbio CO 384
Cortaillod NE 240
Corte, M. (BG) 330
Corte inferiore TI 433
Corte Vecchia SO 394
Córtena BS 321
Cortina d'Ampezzo BL 201, 260, *267*f.
Cortlys, A. (AO) 545
Corvara BZ 265f., 277
Corvatsch, P. (GR) 175, 177
Corviglia (GR) 79
Corvs, P. dals (GR, BZ) 148
Corzone (BS) 318
Corzonesco TI 465, 474
Còsia (CO) *354,* 362
Cosio SO *393*
Cossogno NO 510
Costa (TI) *469,* 472
Costa Bianca (BZ) 281
Costa, M. (BL) 201
Costa Panic (CO) 363
Costa, Pne. di (CO) 359
Costa di Probella (TI) 419
Costa del S. Primo (CO) 360
Costainas (GR) 156, 157, 292
Costainas, Ps. da (GR) 155, *289*
Costalunga, Ps. di (BZ, TN) 245

Côte, La (VD) 670
Cotschen, M. (GR) 171
Cotschen, P. (GR) 156
Courmayeur AO 539, 549, 556, 560, 566, 568
Cóvelo BS 315
Covolo, M. (BS) 227
Covreto (TI, VA) *422*
Cragno TI 359
Craist'Ota (GR, BZ) 149
Cramalina, P. (TI) 490
Cramosino, V. (TI) 451
Crana NO 499
Crap Alv (GR) 190
Crap Alv, Fuorcla (GR) 81*f.*
Crap a Crusch (TI) 470f., 474
Crasta (V. Fex) GR 178
Crasta, La (GR) 173
Crasta Mora (GR) 82, 171
Cravagliana VC 530
Craveggia NO 499ff.
Cravegna NO 512, 525
Credara BG 334
Cremignano, Iseo BS *315*
Crenone TI 475
Creò, M. (BG) 313
Crepa, M. (TN) 230
Cresciano, V. di (TI) 449f., 464
Crésole, Ps. di (TN) 231
Crespeina (BZ) 250, *266*
Cresta di Réit (SO) 410, *412*
Creste di Laione (BS) 223
Cresti NO 521
Cresti da Vartegna (GR, SO) 401
Crestoso, M. (BS) 311
Crétaz AO 569
Creto TN 227
Crevacuore VC 536
Crezzo, Pian di (CO) 356
Cristallina (TI) 460, 488, 491, 494
Cristallo M. (BL) 268
Cristallo, M. (SO, BZ) 411
Cristanas, P. (GR) 149
Cristanas, V. (GR) *80*
Croce Domini, Ps. BS 320
Croce di Muggio, M. (CO) 339
Croce, M. (NO) 511
Croce, M. della (CO) *354,* 359, *363*
Croce, P. della (CO) 358
Croce, Ps. del M. (BZ, BL) → Kreuzberg-Ps.
Croce, Pta, della (BZ) 282
Croce Salven (BS) 312
Crocino, M. (NO) 425
Crocione, M. (CO) 357
Croda del Becco (BZ, BL) 267
Croda di Lago (BL) 268
Croda Nera (BZ) 288
Croda Rossa (BZ) 260, 267f.
Crodo NO 512f., 525f.
Croix-de-Rozon GE 672
Croix-Rouge Sav. 673
Cróveo NO 512, 514
Cruit (NO, TI) 432
Crusch, Sass dla (BZ) 266
Cruschetta (GR, BZ) 155f.
Cucciago CO 354, 362
Cuccio (CO) 343, 370
Cucco, M. (CO, TI) 356, 431
Cüni, Li (GR) 406f.
Cugnasco TI 436, 438, 445, 448f., 466, 486
Cúgnera TI 486
Culmine (SO) 393
Cunardo VA 429
Cúnevo TN 240
Cunturines-Sp. (BZ) 264f.
Curciusa, P. (GR, SO) 477
Cure BS 314f.
Cureglia TI 431
Curiglia VA 428
Curio TI 432
Curno BG 334
Curón/Graun BZ 286f., *289*
Curone, V., (CO) 348, 352
Curtelo, V. (BS) 315
Cusino CO 357
Cuzzago NO 512

Daghei (TI) 486
Dagmersellen LU 669
Daigra TI 474
Daint, P. (GR) 157, 292*f.*
Dalpe TI 452f., 464
Dammkar (GAP) 62
Dangio TI 467ff.
Daniel (T) 49
Danzebell (BZ) 287, 289
Dáone, V. di (TI) 223
Darfo BS 312, 318
Dascio CO 384
Dasio CO 375
Daunkogel (T) 113
Davos GR 667
Dawin-A. (T) 124f.
Dazio SO 393
Dazio Grande (TI) 450f., *453,* 464
Defereggen-T. (T) 260, 270
Deferegger Pfannhorn (BZ, T) 274
Degagna, V. (BS) 228
Deggio TI 464
Degioz AO 552
Degna BS 320
Degnone (BS) 219
Deining WOR 58
Deisenried MB 100
Delebio SO 382, 398
Delio, L. (VA) 422, 428
Delsberger Becken (JU) *586,* 617, 620, 629, 633
Denkinger Hohenberg (TUT) 658
Denklingen KF 49
Dent d'Hérens, (VS, AO) 561
Dent de Morcles (VD, VS) 677
Derby AO 549
Dercolo TN 242
Dervio CO 363, 384
Desco SO *393*
Desenzano BS 206, *209f.*, 216
Dèsio, Zucco di (CO) 366
Deutschnofen BZ 245f.
Dévero, A. (NO) 524
Dévero, L. di (NO) 515
Dévero, V. (NO) 507ff., *514,* 525, 527
Dezzo (BS, BG) 318f.
Diana, V. (BG) 329
Diavolo, P. del (BG, SO) 324, 330f.
Diei, P. (NO) 517
Dienhauser-T. (KF) 50
Dietenheim BZ 264, 268, 276
Dietmannsried OA 39f., 652
Dietramszell WOR 58
Dillingen DLG 21
Dinkelberg (LÖ) 618, 656
Dinkelscherben A 20f.
Dino TI 368
Disentis GR 501
Disgrazia, M. (SO) 393–397
Dissimo NO 499
Dissinico BS 228
Divedro, V. (VS, NO) 507, 512, 517, 525f.
Diveria (VS, NO) 525
Divignano NO 419
Dobbiaco BZ → Toblach
Dobl RO 69
Döss Radond (GR) 82, 157, 291f.
Dolent, M. (VS, H.-Sav., AO) 539
Dolomiten (BZ, TN) 197, 199, 201, 210, 230f., 249, 625, 632
Dolzago CO 382
Domaso CO 352, 377
Domat/Ems GR 667
Dombastone, V. di (SO) 409
Domleschg (GR) 623
Domodossola NO 498, 501*f.*, 509, 512, 515, 517, 521f., 525f., 627
Donath GR 392
Donau 18, 48, 68, 72, 624, 629, 631, 633, 653f., 657f.
Donauwörth DON 21
Dongio TI 474
Dongo CO 352, 337f., 384
Donnaz AO 548, 566
Doppo, M. (BS) 310f.
Dora, P. (GR) 161, 292
Dora di Rhêmes (AO) 552, 568
Dora di Valgrisenche (AO) 568
Dorfen WOR 60

Dorizza, V. (BS) 223
Dornauberg-T. (T) 105
Dornbirn V 619, 661
Dosdé, A. (SO) 410
Doss-Remit (VR, TN) 208
Dossenbach LÖ 656
Dosso Bello (TI) 359
Dosso del Fumo (BZ) 260
Dosso Isiga (BS) 312
Dosso di Lavedo (CO) 378
Dosso dei Morti (TN) 224
Dosso Pasó (SO, BS) 400
Dosso Pedalta (BS) 312
Dosso della Torta (TN) 207
Doubs (F, JU) *587,* 618, 629
Drachenried (NW) 639
Drau (BZ, K) 260, 274, 276
Dreiherren-Sp. (BZ, S, T) 260, 272
Dreischuster-Sp. (BZ) 260
Drei Zinnen (BZ) 274
Drogo, V. del (SO) 390
Drône, Pte. de (VS, AO) 562
Druogno NO 498, 501
Drussetscha (GR) 667
Duan, P. (GR) 337, 386, 389
Duana, V. da la (GR) 342, 389
Duca, Cima del (SO) 397
Dürbheimer Moor (TUT) 658
Dürnbach (MB) 65
Dürnten ZH 644
Dürrenstein/Picco di Valandro (BZ) 260, 267f.
Dufour-Sp., (VS, NO) *523,* 570
Dughera VC 533*f.*
Dumenza VA 428, 430
Dunzio TI 488
Durand, Fenêtre de (VS, AO) 562, 568
Durnholz-T. (BZ) 238, 245
Durone, Ps. di (TN) 225
Durreck (BZ) 271

Ebersberg EBE 101
Édolo BS 312, 320f., 400
Edrani BS 228
Efra, V. d' (TI) 486
Egesengrat (T) 114
Egga VS 518ff.
Eggen/S. Nicolo d'Ega BZ 246
Eggen-T. (BZ) 198, 238, 245f., 248f.
Eggenthal KF 35
Eggstock (GL) 665
Egua/Neumarkt BZ 243
Egua VC 535
Egua, V. d'(VC) 529f., 532, 535
Ehrenburg BZ 247, 256, 264, 276
Ehrwald T 53f., 111
Eib-S. (GAP) 57
Eichenried ED 28, 30
Eicherloh ED 28, 30
Eigen-T. (LU) 668
Einödsbach SF 47
Einsiedeln SZ 619
Eira, Ps. d' (SO) *159,* 166, 337
Eisack-T. (BZ) 137, 197, *199,* 233, 236f., *243*ff., 250*ff,* 256, 261, 276, 281, 294f.
Eisen-Sp. (T) 124
Elba (I) 205
Elbigenalp T 50, 137
Elevaz AO 554
Ellen BZ 256
Ellmau T 101
Ello CO 381f.
Elmen T 49
Elvas BZ 252
Elvo (VC) 537
Emet, L. di (SO) 390
Emilius, M. (AO) 548f., 560, 628, 634
Emme (BE), 621
Emme, Kl. (LU) 621
Endlhausen WOR 58
Éndine, L. d' (BG) 318
Engadin (GR) 79ff., 103, 131, 139, 145–192, 252, 638
Enna, V. (BG) 303
Enneberg BZ 277
Enneberger T. (BZ) 264
Entrático BG 318
Entrèves, Courmayeur AO 559
Entrèves, La Thuile AO 554
Epfach SOG 54, 71*f.*
Epinel AO 549f.
Eppan BZ 233, 240, 242ff.
Era, P. d' (TI) *453,* 455, 466
Erba CO 308, 342, 352, *355*f., 362, 375, 381f.
Erbanno, M. (BS) 312
Ergolz (BL) 619f.
Erie-S. (USA, CAN) *577*f.
Erlen TG 660
Erpfendorf T 102
Err, Ovas d' (GR) 172
Err, P. (GR) 80, 171
Erve BG 352, *355*
Es-cha, V. d' (GR) 171, 173
Eschach (RW) 658
Eschen-T. (GAP) 54
Eschenlohe GAP *22,* 33, 55
Ésino CO 352, 356
Ésino, V. d' (CO) 342, 352
Essing KEH 68
Esterberg (GAP) 54f.
Etablons (VS) 678
Etroubles AO 562, 569
Etsch-T. (BZ, TN) 197, 202f., 206, 208*f.,* 216, 294, 435, 625, 632
Ettal GAP *22,* 53, 55f.
Etting WM 24
Ettiswil LU 669
Eupilio CO 375
Eurach WM 26f., 624, 646
Evolène VS 568
Excenex AO 564
Extrepiera AO 546
Eyrs BZ 282ff.

Fadalto, Sella di (BL) 201, 625
Fällanden ZH 664
Fäneren (AI) 619, 633
Färöer (DK) 599, 603, 608
Faeto, M. (BG) 316
Fagge (T) 128
Faggeto CO *355,* 357
Faida, La TN 217
Faido TI 450, 452*f.,* 457, 460, 464 468, 472, 474
Faieda (TI) *422*
Fain, V. da (GR) 79, 81, 157, 179f., 192, 337
Falbanair-Sp. (BZ) 288
Faloppio CO *354,* 362, 634
Faltenjura 585
Faltschnal-T. (BZ) 279
Falzárego, Ps. (BL) 249
Falzes BZ 268, 277
Fanes-A., Gr. (BL) 264
Fanes-A., Kl. (BZ) 294
Fanes-T. (BL) 264, 268
Fanis, Cime di (BZ, BL) 268
Farchant (GAP) 55f.
Farno, Conca del (BG) 329
Fassa, V. di (TN) 198f., 229ff., 245f.
Fasul-T. (T) 125
Fedacla (GR) 178
Fedáia-Stausee (TN) 229
Feder-S. (SLG) 69
Federia, V. di (SO) 158
Fedoz, V. (GR) 80, 175*f.,* 178, 337
Feerberg (VS) 525
Feigenkopf (FUS) 50
Feldkirch V 60
Fellheim NU 35
Feltre BL 200, 202, 276
Fenecchio, V. del (NO) 507
Fenga, Cuolmen d'/ Fimber-Ps. (GR) 140
Fenga da Sent (GR) 126
Fenga, V./Fimber-T. (GR, T) 126, 140
Feriolo NO 436, 511f.
Fern-P. (T) 16, 24, 49, 54, 73, 84, 102, 110, 137, 139, 624, 631
Fernau (T) 133
Ferner-Sp. (GR, BZ) 149, 288
Ferpècle VS 600
Ferrera, V. Mastallone VC 530
Ferrera, V. (AO) 539, 556, 560, 569
Fervento VC 530, 532, 536
Ferwall (V, T) 83, 124ff.

Feuerstein (T) *112,* 248
Fex, V. (GR) 80, 175*f.,* 337
Fiavè TN *209,* 211, 214, 216, 218, 225, 240
Fibbia (TI) 460
Fiemme, V. di (TN) 199, 228, 246, 251
Fiera di Primiero/Primör TN 200
Fiesch VS 621
Fieud, P. di (TI) 420
Figina CO 351
Figino TI 368, 371
Figione TI 450
Figliaro CO 351
Filadonna, Becco di (TN) 199, 202
Filisur GR 623
Filzenkogel (MB) 64
Fimber-T. (GR, T) 126, 140
Fínero NO 420, 444, 498f., 507, 525
Fino CO *354,* 362
Finster-T. (T) 121
Fiobbio BG 330
Fioraro, M. (SO, BG) 398
Fiorina, V. (T) 491
Fischbachau MB 16, *67*
Fisch-S. (NO) 508, 514
Fiß T 130, 140
Fiumenero (BG) 330
Fiumetta, Torr. NO 510f.
Fiumetto, V. di (CO) 378
Flaas BZ 242
Flachère, La Isère 247, 672
Flagger-T. (BZ) 248
Flarsch-J. (T) 126
Flazbach (GR) 187
Fleims-T. → Fiemme, V. di
Fless, V. (GR) 151
Fletschhorn (VS) 507, 518, 520
Flexen-Ps. (V) 16, 52, 125f.
Flin, V. (GR) 166*f.*
Flirsch T 139
Florenzo BZ 275
Fluchthorn/P. Fenga (GR, T) 126f.
Fluchtkogel (T) *129*
Flüela-Ps. (GR) 151, 165, 172, 640
Flurlingen ZH 647
Fobello VC 530ff.
Fockenstein (TÖL) 60
Fogarolo, M. (BG) 330
Fojedora-T. (BZ) 264
Fojorina, Cima di (TI, CO) 431
Folsogno NO 499
Fondotoce NO 443
Fondovalle NO 508f., 513, 525, 527
Fondra BG 334
Fontainemore AO 544
Fontana TI 465
Fontana de la Teia (TN) 215
Fontana Fredda, V. (BS) 221
Fontana, V. (SO) 399, 413
Fontanalba, P. di (NO) 498
Fonteno BG 313*f.*
Fonteno, V. di (BG) *313*
Fonzaso BL 200
Fop, Cima del (BG) 326
Foppe, M. (CO) 356
Foppe V. Bedretto (TI) 460
Foppi, V. dei (BG) 313f.
Fora, P. (GR, SO) 178, 397
Foraz, P. (GR) 154
Forbesina SO 398
Forca-Ps. (TI) 464
Forcella del Picco (BZ, S) 260, 277
Fórcola SO 399
Fórcola, M. (GR, SO) 292, 411
Fórcola, V., Bormio (SO) 411
Fórcola, V. della, Livigno (SO) 158, 160
Forcora VA *422*
Forggen-S. (FUS) 71
Formaletsch (V) 52
Formarin-A. (V.) 48, *53*
Formarin-S. (V) 51*ff.*
Formazza, V. (NO) *495*f., *508*f., 513f., *516f.,* 527, 627
Formica, M. (BG) 330
Fornaci TI 373
Fornasco, V. (SO) 397
Fornasette TI 368, 430
Forno NO 511
Forno, Il CO 384
Forno, M. del (GR, SO) 388, 397
Forno, P. (TI) 451f.
Forno, V. (GR) 175, 337, 342, 388
Fornovo S. Giovanni BG 333
Foroglio TI 491
Fortezza BZ 252, 260
Foscagno, Ps. di (SO) *159,* 166, 337, 412
Fosseno NO 425
Fosses-A. (BZ, BL) 268
Fóuda, V. (TI) 451
Frà, M. (BS) 311
Fraciòn, Puntone dei (GR) 476
Fraciscio, V. di (SO) 390
Fraéle, Ps. di (SO) 161, 337, 408
Fraéle, V. di (SO) 157, 165, 291, *411*ff.
Franscia, A. (SO) 397
Franzensfeste BZ 252, 260
Frasco TI 486, 496
Fratelli, Mgna. (TN) 200
Fratelli, M. (VI) 202
Frauenchiemsee TS 97
Freienfeld BZ 252
Frerone, M. (BS) *209,* 222*ff.,* 320
Friaul (UD) 242
Fribourg FR 621
Frick-T. (AG) 619
Fridolfing TS 72
Friesenhofen WG 34
Friesenried MOD 35
Frinvillier BE 676
Frisal, V. (GR) 481
Fritzens T 137
Frötsch-T. (BZ) 249
Frua, La/Frütt NO 508*f.,* 513, 527
Früttwald NO → Canza
Ftan GR 147, 165
Fümegn, V. di (TI) 498
Füramoos BC 589, 651
Fürstenfeldbruck FFB 54
Füssen FUS 16, 25, 49f., 69, 73, 137, 139
Fugazzo, Pian di (TN) 202
Fuldera GR *298,* 202*ff.*
Fully, L. de (VS) 677
Fulva, V. (SO) 322
Fumarogo di Valdisotto SO 413
Fumero SO 409
Fumo, V. di (TN) 224
Fundres BZ 275f.
Funtana da S-charl, Fcla. (GR) 155, *293*
Funtauna, A. (GR) 168
Fuorn, Il (GR) 157, 163, 165
Fuorn, Ps. dal (GR) 624
Furcela, V. (GR) 388
Furggu (VS) 517, 526
Furglauer Scharte (BZ, TN) 231
Furgler (T) 130
Furgler J. (T) 140
Furva, V. (SO) 410
Fusio TI 492, 496

Gaban TN 238
Gabi VS 518
Gaby AO 544, 568
Gache, La Sav. 672
Gader-T. (BZ) 242, 247, 256, 266, 276f.
Gadmer-T. (BE) 656
Gadrià-Bach (BZ) 281
Gaggino CO *354,* 362
Gaggiole TI 438
Gaggiolo (TI, VA) 358
Gaggiolo VA *354,* 362
Gaggione VA 346
Gagnone, V. di (TI) 450
Gaiano, L. di (BG) 318
Gaicht-Ps. (T) 35, 50
Gail-T. (T, K) 276
Gais BZ 260, 268, 275
Gais-T. (T) 107f.
Gaisl, Hohe/Croda Rossa (BZ) 260, 267f.
Gaiß-Kogel (T) 121
Galbiate CO 357, 382
Gallarate VA 348, 419
Gallina, P. (TI, BS) 460
Gállio VI 200

Gallo, V. del (SO, GR) 157, 161, 291
Galtür T 127
Galzig (T) 125f.
Gambarogno (TI) 438
Gambarogno, M. (TI) 422, 428, 444, 449
Gambetta (TI) 471
Gampen-J. (BZ, TN) 197, 231f., 244, 284
Gampisch VS 520
Gana Bianca, Cima di (TI) 466
Gandino, V. (BG) 304, 308, *327*ff., 626
Ganna, L. di (VA) 372, 429
Gap H.-A. 674
Garabiolo VA 428
Garda VR 212, 216
Garda-S. (BS, TN, VR) 199, 202ff., 208–216, 218, 231f., 240, 244, 303ff., 309f., 435, 540, 591, 625, 632
Gardena, V. (BZ) → Gröden-T.
Gardenáccia (BZ) 250, *266*
Gárdola BS 206
Gardone BS 218, 311
Gareida (GR) 485
Gargnano BS 206, 208f., 216
Garin, Pta. (AO) 550f.
Garina, Ps. della (TI) 424
Garlate CO 382
Garlate, L. di (CO) 343, *355*, 362, 382, 627
Garmisch-Partenkirchen GAP 16, *22*, 24, 31f., 54, 56ff., 72f., 139
Garone (TI) 462
Gars (MB) 100
Garzelli, V. (SO) 385
Garzeno CO 383
Garzora, V. di (TI) 474
Gáttico NO 426
Gauting STA 71
Gavardo BS 218, 227f.
Gaver BS 223
Gávia, M. (BS, SO) 322, 338, 409f.
Gávia, V. di (SO) 322, 410
Gavirate VA 430
Gazza, M. (TN) 231
Gazzane BS 206
Gazzaniga BG 330
Gazzirola (TI, CO) 421, 431
Gazzo BG 333
Gefrorne Wand-Sp. (T) 105
Geigerstein (TÖL) 61
Geisler Sp. (BZ) 250, 266
Geister-Sp./Pta. degli Spiriti (BZ, SO) 411
Gelade, Ps. di V. (TN) 231
Gelt-T. (BZ) 270
Geltendorf FFB 54
Gem, A. (TI) 433
Gemstel-Ps. (V) 125
Generoso, M. (TI, CO) 344, 358f., *421*, *425*
Genestrerio TI 370
Genf GE 621, 631, 637, 670ff., 675
Genfersee-Becken 619, 630, 670f.
Génova, V. di (TN) 225, 227, 245
Gentilino TI 368
Gepatsch-A. (T) 128
Gera Lario CO 352, 383
Gerenzone, V. del (CO) 343, 363ff., 384
Gérine/Ärgera (FR) 621
Gerlinden FFB 70
Gerlos T 139
Gerlos-Ps. (T, S) 105, 134
Germenato CO 352
Germignaga VA 429f.
Gerola Alta SO 398
Gerra Gambarogno TI 437
Gerra, Monti di (TI) 428
Gerra Verzasca TI 486
Gésero, A. di (TI) 447
Gettnau LU 669
Ghelpac, V. del 308
Ghiffa NO 425, 430, 434
Ghilarda, V. (BS) 320
Ghirla, L. di (VA) 429
Ghirone (TI) 474
Giarsun GR 165
Gibraltar, Str. v. 205
Giering T 134f.
Gignese NO 425, *427*f., 511
Gignod AO 564, 569
Gilching STA 54
Gilfschlucht (BZ) 279
Gilgenhöfen (TÖL) 61
Gindelalmschneid (MB) 64
Giogna, V. (BG) 319
Giona (VA) 444
Giornico TI 450, 455, 464
Giova (GR) 475
Giove, M. (NO) 514
Giovo, Il (CO) 378
Giovo, Ps. di M. (BZ) 237
Girlan BZ 236
Girónico al Monte CO 359
Giubiasco TI 436, 444f.
Giudicarie, V. di (TN) 209, 219, 222ff., 227, 231
Glärnisch (GL) 664
Glarner-A. 638
Glatt (ZH) 622, 644
Gleirscher Ferner Kogel (T) 120
Gleißen-T. (TÖL, WOR) 28
Gleno, M. (BG, SO) 331
Glera, Torr. (BS) 319
Gliasen, P. (GR) *83*
Gliasen, V. da (GR) 149
Glis VS 526
Glockenturm (T) 128, 130
Glurns/Glorenza BZ 281f., 286, *289*f.
Gmeinschwenden NU 33
Gmund MB 61, *64f.*, *655*
Gnadenwald T 136
Gnifetti, C. (AO, VR) *522*
Gnosca TI 436, 464
Gobba di Rollin (VS, AO) 546
Gobbera BL 200
Göggingen A 70
Goglio NO 509, 515, 525
Goglio, V. del (BG) 330
Gola di Lago (TI) 373, 433, 442
Golasecca VA *426f.*, 443
Goldrain BZ 281, 284
Golette AO 554
Golino TI 501
Golp, Sass de la (GR) 480, *482*
Gomagoi BZ 284, 291
Goms (VS) 463f., 527, 656
Gondiswil BE 611, 645, 669
Gondo VS 518, 525f.
Gonte NO 430
Gordevio TI 488, 490
Gordola TI 485
Gorduno TI 436, 444, 448
Gorgone, V. di (BS) 219
Gorio CO 361
Gorle BG 334
Gosheim TUT 658
Gospoldshofen BC 653
Gossensass/Colle Isarco BZ 115, 247f., 251
Gottesacker (SF, V) *46*
Gottres-Bach. (BZ) 263
Gozzano NO 425, 511, 525
Gradíccioli, M. (TI) *424*, 430, 433
Gráglio VA 428
Graia NO *500*
Grainau GAP 57
Grainbach RO 102
Graines AO 546
Grajische Alpen (Sav., TO) 539
Gramaiser T. (T) 50
Gran Paradiso (AO, TO) 539f., 548, 551f., 559f., 569, 628, 634, 648
Grand Buëch (H.-A.) 674
Grand Eyvia (AO) 552, 566, 569
Grand Golliat (VS, AO) 562f.
Grande Pile, La (Hte.-S.) 589, 645f.
Grand Sassière (Sav., AO) 539, 554
Grande, V. (BS) 312, 321
Grande, V. (NO) 426, 429, 500, 510
Grândola, Sattel v. (CO) *339*, 342f., 361, 366f., 370, 421, 432f., 626f., 633
Grandson VD 676
Gratacasolo BS 319

Gratsch/Quarazze BZ 240, 283
Graue Wand (BZ) 281
Graun/Curón BZ 286f., *289*
Gravas, V. (GR) 145
Gravatsch, M. (GR) 82
Gravedona CO 339, 377f., 383, 627 634
Gravellona Toce NO 507, 510, 512, 525
Gravesano TI 371, 374
Great Lakes 575*ff.*
Greggenhofen SF *40*f.
Greifen-S. (ZH) 622
Greina (GR, TI) 464, 467, *471,* 474, 627
Grem, Cima di (BG) 332
Grésivaudan (Isère) 247
Gresso TI 501
Gressoney-La Trinité AO *545*
Gressoney-St-Jean AO 545
Gressoney, V. de 542, 544*f.,* 568
Grevasalvas GR 175, 179
Grialetsch, V. (GR) 151
Gridone (NO, TI) 432, 497, 499
Gries am Brenner T 115, 137
Gries im Sellrain T 120
Grieshorn (NO, VS, TI) 460, 463
Gries-Ps. (NO, VS) 507, 509, 513, *517,* 525, 527, 627
Gries, V. del (NO) 513
Grigna (CO) 352, 363, 375
Grignetta (CO) 308, 366f.
Grignone (CO) 366f., 432
Grimmelshofen WT 657
Grimsel (BE, VS) 463, 507, 509, 527
Grindlegg (BZ) 240
Grins T 124
Grinzens T 120
Grione, M. (BG) *327*
Grisenche, V. (AO) 548f., 553f.
Grívola (AO) 539, 550
Gröden -T. (BZ) 237, 242, 250, 254, 256, 294
Grödner J. (BZ) 256, 266
Grönenbach NU 18, 33f.
Grönland 599, 606, 609, 611, 612
Grom, V. di (BS) 312
Gromo BG 334
Grona, M. (CO) 339, 378
Grone BG 306
Grono GR 448, 477, 485
Grono, V. (GR) *447*
Groppino (BG) *326*
Grosina, V. (SO) 409
Grósio SO 324, *338,* 391, 412f.
Grosotto SO 409, 413
Großweil WM 16, 24f., 60
Groste, Ps. di (TN) 231
Grovello NO 508
Grubenkar-Sp. (T) 62
Gruben-Sp. (BZ) 281
Grüm, A. (GR) 191, 404f., 408f.
Grünten (SF) 15, 33
Grünwald M 70
Grumascio (TI) 468
Grumo TI 370
Gruyère, L. de (JU) 676
Gschnitz-T. (T) 111*ff.,* 120, 248
Gsies BZ 276
Gsieser T. (BZ) 237, 258, 262, 274, 276
Guarda GR 147, 150, 165
Gudo TI 438*f.,* 445, 449
Güglia, V. dal (GR) 173, 179
Günz, östl. (OAL, MOD) 38, 680
Günzach MOD 680
Günzburg GZ 71
Günz-T. (NU, KRU, GZ) *19,* 33, *38,* 653, 680
Gürbe-T. (BE) 670
Guerna, V. (BG) 316
Guffert-Sp. (T) 109
Gugliemo, M. (BS) 311f., 314, *317*
Gummer/S. Valentino in Campo BZ 198, 245
Guntendorf O *655*
Gurfelen/Grovello NO 508
Gurgl-T. (T) 84, 88, 120, 122, 139
Gurgler Ache (T) 118
Gurgler Eisloch (BZ) 283
Guriner Furka (NO, TI) 527
Gurnigel (BE) 619
Gurro NO 444

Haag WS 101
Habersauer T. (T) 94
Habichen T 117
Hachelbach (MB) 65
Hadorf STA 54
Hägerau T 51
Häring T 109
Hafelekar (T) 102
Haflinger Plateau (BZ) 197, 237
Hagenwil TG 660
Hahntenn-J. (T) 49, 95
Haider-S. (BZ) 282, *285,* 288
Haiming T 136f.
Hall T 135ff., 139, 163
Hall-T. (T) 91
Halser Sp. (MB, T) 64, 109f.
Halsl (T) 103, 248
Hammersbach (GAP) 57
Hart a. d. Alz AÖ 70
Hartpenning MB 64
Harz 574
Hasel, Wehra-T. LÖ 656
Hasenöhrl (BZ) 281
Haslach BZ 278
Hauchen-B. (OA, SF) 15, 33
Hauerz WG 653
Haunold (BZ) 274
Hausham MB 64
Hausruck (O) 28
Hegau (KN) 619
Hegnenbach WER 19
Heiliggeist-Jöchl (T, BZ) 277
Heimenkirch LI 71
Heiterwang T 49
Heiterwanger S. (T) 49, 53
Helgenhorn (NO, TI) 460, 514
Helsenhorn (VS, NO) 515, 518
Hendar Furggu (NO, TI) 495f., 527
Herbetet AO 552
Hérens V. d' (VS) 568f.
Herrnhausen WOR 60, 62
Herrsching STA 54f.
Hillehorn (VS, NO) 517
Hinang SF 41
Hindelang SF 34, 42, *44,* 138
Hinterhornbach (T) 50
Hinterkirch BZ 287
Hinterrhein (GR) 480
Hinterrhein GR 623
Hintertux T 105, 137
Hirsch-B. (MB) 64
Hirschegg V 46
Hirzer Sp. (BZ) 238, 279
Hitzenhofen NU 18
Hobschu-S. (VS) 520
Hochalp-Ps. (V) 48, 125
Hochalt (BZ) 291
Hocheck (MB) 100
Hochfeiler (T, BZ) 105, 248, 249
Hochferner-Sp. (T, BZ) 249
Hochfirst (MN) 18
Hochgall/Collalto (BZ) 260, 271, 274
Hochjoch (BZ, T) 282, 284
Hochnall (BZ) 261
Hochrhein-T. *587*f., 591, 629f.
Hochries (T, RO) 102
Hochtannberg-Ps. (V) 15, 48, 125
Hochtannenkopf (TÖL) 60
Hochvogel (T, SF) 50
Hochwacht (BZ) 232, *278*
Hochzeiger (T) 124
Höch Turm (SZ) 665
Höfen TÖL 26, 580
Höhenbiel (UR) 600f.
Höhlenstein-T. (BZ) 263
Höllental (GAP) *57*
Hönig-Sp. (BZ) 279
Hötting T 136f.
Hohe Munde (T) *107*f.
Hohe Salve (T) 136
Hohe Weiße (BZ) 283
Hohe Wilde (BZ, T) 279, 283
Hohenems V 660f.
Hohenfurch SOG 49
Hohenlinden EBE 101
Hohenschäftlarn WOR 58

Hohentannen TG 660
Hohmahd-J. (BZ) 231, 244
Hohsandhorn (NO, VS) 513, *516*
Holenstein TG 660
Holheim DON 68
Holland 573, 574, 580, 635, 642
Holzen LA 69
Holzgau T 51
Holzhausen STA 54, 71
Holzkirchen MB *22, 59,* 61, 100
Hopfgarten T 94, 136
Horlach-T. (T) 117*ff.*
Huben T 118f.
Hudson Bay (CAN) 577, 612
Hübschhorn (VS) 507, 520
Huglfing WM 54
Hundham MB 65, 67, 100
Hungerburg (T) 84f., 90
Hurden SZ 432

Icking WOR 60
Idacca, Monti (TI) 430
Idalp (T) 126
Idro BS *209,* 219, 221, 227f.
Idro, L. d' (BS) 206, 216, 219*ff.,* 227f.
Ifen, Hoher (SF, V) *46*
Igls T *114,* 137f.
Ilanz GR 622
Iller-T. (SF, KE, NU) 18, 22, 33, 39, 41, 43, 46f., 69, 72, 126, 138
Illertissen NU 72
Imagna, V. (BG) 331, 334
Imberg SF 41
Immensee SZ 669
Immenstadt SF *34, 40*f.
Immenstädter Horn (SF) 33
Immenthal MOD 33
Immez, P. d' (GR) 156
Imst T 81, 95, 102, 109, 115, 122, 136f., 139
Incúdine BS 320
Indémini TI 428, 430, 444
Induno VA 344ff., 425, 429, 585
Ingolstadt IN 28, 71
Inn (-T.) (GR, T, RO, WS) 15, 28, 48, 55, 69, 84, 86ff., 92f., *95*f., 100f., 105*ff.,* 115, 122, 124, 127, 130ff., 135, 137*ff.,* 154, 288, 340ff., 624f., 632f.
Innichen BZ 260, 262, 274ff., 625
Inningen A 69
Innsbruck T 84, 86*ff., 92,* 94f., 102f., 108f., 132, 136ff., 588
– Wilten T 71, 135, 137f., 244
Intelvi CO 358f., 378, 383
Intra, Verbania- NO 429f., 443f., 509f.
Intragna TI 497, 499, 501
Intróbio BG 352, 363
Introd AO 549, 552
Inverigo CO 382
Inverno, V. d' (GR) 388
Invino BS 315
Invorio NO 426
Inzing T 102, 135, 137
Iragna, Ponte d' (TI) *449*
Iragna, V. d' (TI) 450, 464
Irsee KF *19*
Isar (-T, Obb.) *22*f., 28, 31, 58, 60*f.,* 63, 73
Ischgl T 126f., 139
Isel (T) 260
Iselisberg TG 659
Iselle NO 517
Iseo BS *315*ff., 333
Iseo TI 432
Iseo, L. d' (BG, BS) 307, 310, *313f.,* 316f., 319, 324, 626, 632
Isera VR 238, 240
Island 599, 608
Islas, P. d' (GR) *176*
Ismanning M 29f.
Isny WG 73, 631
Isola GR *176,* 178
Isola SO 390
Isone TI 375, 433
Isone, V. d' (TI) 373, 420, 431, 433
Isorno, V. dell' (NO) 502, 507, 517
Ispra VA *427,* 429
Issime AO 545, 568
Ittingen TG 659
Ivrea TO 435, 537ff., 541ff., 564, 628, 634

Jaberg BE 670
Jachen-T. (TÖL) 16, 60, 62
Jachenau TÖL *22,* 62
Jalet, Il (GR) 292
Jam-T. (T) 127
Jaufen-Ps. (BZ) 237, 252, 268, 279, 284, 286
Jenatsch, P. (GR) 172
Jenbach T 81, 105, 138
Jerzens T 124
Jochberg T 136
Jocherer Berg (BZ) 237
Jochgrimm (BZ) 245ff., 256
Joderhorn (VS, NO) *523*
Jörifless-Ps. (GR) *153*
Jöriseen (GR) *153*
Johannes-J. (V) 48
Johanneskofel (BZ) *241*
Joux, C. de (AO) 540, *547*
Joux, La AO 555
Judikarien (TN) 211, 216, 219, 224, 227
Jütland (DK) 574
Jufplaun (GR) 82, 157, 291
Juifen (T) 109
Julier, P. (GR) 179, 337
Julier-Ps. (GR) 81, 379, 391, 624, 632, 640
Jungholz T 35, 42, 44
Jura 585, *588,* 591, 617ff., 629f.

Kämpt-T. (ZH) 622, 662
Kärlich (RPL) 636f.
Kaiser-Geb. (T) 94, 101, 109
Kaiser-J. (T) 126
Kaiser-T. (T) 53, 102, 135
Kaisers T 119
Kaiserstuhl (FR/D) 618
Kalten-B. (V, T) 125
Kalterer See (BZ) 234, 241, 243
Kalten/Caldaro BZ 233, 240, 243f.
Kander (BE) 670
Kappl BZ 287
Kar-Sp. (BZ) 248
Karer-Ps. (BZ, TN) 245
Karles-Sp. (BZ, T) 283
Karlinbach (BZ) 288*ff.*
Karres T 108, 137
Karrösten T 136
Karthaus BZ 282
Karwendel-Geb. (T, GAP) 16, 32, 58, 62, 84
Karwendel-Sp. (T, GAP) 62
Karwendel-T. (T) 32, 107
Kaschlin BZ 284
Kasern BZ 272, 277
Kaserstadt (BZ) 269
Kaser-T. (BZ) 270
Kastelbell BZ 281
Kastelhorn (NO, TI) 514
Kastelruth BZ 250, 256
Kastel-S. (NO) 508
Katharinaberg BZ 282
Kaufbeuren KF 16, 18, 20, 35, 49
Kauner T. (T) 83, 128*f.,* 284
Kauns T 128
Keewatin (CAN) 576
Kegelkopf (T) 106
Kehlheim KEH 28, 70f.
Kelmen (T) 51
Kematen BZ 275
Kematen T 88
Kempten KE 34, *37ff., 42f.,* 71ff., 137, 623, 631
Kesch, P. (GR) *169, 171, 177*
Kessel-B. (TÖL) *56,* 60
Kienberg (BZ) 262, 264
Kieneck (GAP) 55
Kiens/Chienes BZ 261, 268, 275f.
Kirchberg T 101, 110
Kirchbichl T 110, 136f.
Kirchdorf BE 670
Kirchplatzl T 107
Kirchseeon EBE 101
Kirn-B. (SOG) 54
Kitzbühel T 70, 134ff., 624

Kitzbüheler Ache (T) 134
Kitzbüheler Alpen (T, S) 84, 101, 105, 131
Kitzstein (RO) 103
Klais GAP 54, 73, 276
Klamml-J. (BZ, T) 270
Klamm-Sp. (FUS, GAP) 49f.
Klausen BZ 245*ff.*, 253
Kleinsöll T 137f.
Klobenstein/Collalbo BZ 240
Klöntal (GL) 622
Klosters GR 667
Kloster-T. (V) 48, 51, 125, 139
Knappenfuß-T. (BZ) 263
Knonauer Amt (ZH) 644
Knutten-T. (BZ) 270
Koblenz AG 619f., 630
Kochel TÖL 16, 22, 60
Kochel-S. (TÖL, WM) *22, 55*f., 60, 62f., 139
Köfels T *116*f.
Königsanger-Sp. (BZ) 248, 252
Königsbrunn SMÜ 70
Königsdorf WOR 62
Königsleiten (T) 105
Königs-Sp./Gran Zebrù (SO, BZ) 409f.
Kössen T 101f., 624
Kohlnock (BZ) 260
Kolben-Sp. (BZ) 279
Kolbermoor (AIB) 69, 104
Kollmann BZ 255
Kops, A. (V) 124
Kortsch BZ 284
Krabach-T. (T) 52
Kramer-Sp. (GAP) 55
Kramsach T 135
Kranzhorn (T, RO) 103
Krauch-T. (BE) 621
Krems O *655*
Kreuzberg-Ps. (BZ, BL) 137, 201, 260, 274, 276
Kreuzbichl SF 33
Kreuzeck (GAP) 31
Kreuz-J. (BZ, T) 114, 198
Kreuzkofel/Sass dla Crusch (BZ) 264, 266
Kreuz-Sp. (BZ) 282
Kreuz-Sp. (GAP) 49, 55
Kreuz-Sp., Hohe (BZ) 237
Kreuzpullach M 28
Krimmler Tauern-T. (S) 272, 277
Krippes-T. (BZ) 264
Kromer-T. (V) 127
Kronplatz (BZ) 260
Krottenkopf (T) 50, 55
Krün GAP 62
Krumbach SLG 589
Küh-T. (BZ) 287
Kühthai T 121
Kuens/Caines BZ 279, 285
Kürnach-T. (OA) 34
Kufstein T 15, 67, 81, 102f., 109f., 134ff., 625, 632
Kundl T 110
Kupfner B. (T) 110
Kurtasch BZ 244
Kurtinig BZ 244
Kurzras BZ 282

Laas/Lasa BZ 281, 283f., 286, 291
Laatsch BZ 290
Laberberg (GAP) 55
Làces BZ 281ff.
Laconnex GE 672
Lad, P. (GR, BZ) 79, 83, 148, 286, *289*, 292
Ladis T 139f.
Lähn T 53f.
Längenfeld (GAP) 31
Laetoli Tanzania 649
Lafenn BZ 242
Lagalb, P. (GR) 80, 180
Lagarina, V. (TN) 202, 206
Lagaun-T. (BZ) 282
Lagazuoi, A. (BZ) 265
Lagazuolo, L. di (SO) 396
Lagginhorn (VS) 507
Laggin-T. (VS) 518
Laghetti, Pne. dei (TI) 486
Laglio, Pne. di (CO) 359
Lagnieu Ain 621
Lago, A. di (SO) *395*
Lago, Cima del (BZ, T) 279
Lago, Cima di (GR) 386
Lago Maggiore (TI, NO, VA) 368, 419f., *422ff.*, 426*f.*, 429ff., 434, 436ff., 443ff., 449, 455, *487*f., 494, 497, 508, 512, 524f., 527
Lagorai, Carena di (TN) 228
Lagrev, P. (GR) 175, 179, 337, *389*
Lagundo BZ 240, 283ff., 324
Laguné, V. (GR) 81, 180, 404, 406, 409
Lajen/Novale di Laion BZ 255
Lama (BS) 316
Lambro (CO, MI) 348, *355*f., 362, 375, 627, 634
Lambro, Cima del (TI) 451
Lambrugo (CO, MI) 348
Lamon BL 200
Lamone TI 371, 374
Lana BZ 277
Lància, Cima di (TN) 231
Landeck T 84, 102, 122, 124, 128ff., 136f., 139, 625
Landro, V. di (BZ) 263
Landsberg LL 49f., 70
Landshut LA 28
Landwasser-T. (VC) 531, 535
Lanersbach T 105
Langkampfen T 137f.
Langkofel (BZ, TN) 250
Langquaid KEH 70
Langtauferer T. (BZ) 284, 286f., *289*f.
Languard, A. (GR) 173, 180*f.*, 183
Languard, P. (GR) 80, 180, 187
Lanser S. (T) 94, 113, 132
Lantana, M. (BG, BS) 312
Lanterna, V. (SO) 397
Lanzada, V. (SO) *396*
Lanzo CO 383
Laorca (CO) 366
Lappach/Lappago BZ 260, 269f.
Larecc, V. di (TI) 492
Lares, V. (TN) 225
Larescia (TI) 469
Larescia, Pianezza di (TI) 468
Laret, Davos GR 146, 667
Laret, V. Bondasca (GR) 389
Largé, V. (GR) 476
Larstig-T. (T) 119
Laschadura, V. (GR) 150, 157
Lasès TI 228
Lasnigo CO 356, 382
Lasties, V. (TN) 250
Latelhorn (VS, NO) 522
Latemar (BZ, TN) 210, 245f.
Latemar-Seen (TN, BZ) 249
Latsch/Làces BZ 281ff.
Laudes BZ 290
Lauenen BE 601
Laufenburg AG 587, 618ff., 630
Laufener Becken (BE) 619f.
Laugen-Sp. (BZ, TN) 197, 231, 278
Laurasca, Cima di (NO) 500
Lauregna BZ 244
Laurein BZ 244
Lautrach NU 680
Lavazè-J. (BZ, TN) 198, 245
Laveggio, V. del (TI) 370ff.
Laveno VA 368, 371f., 419, 426, 428ff., 444, 627
Lavenone BS 219, 228
Laver, P. (GR) 152
Lavertezzo TI 486, 496
Lavin GR *153*ff., 165
Lavinér, P. (GR) 172
Lavini-Marco TN 202
Lavino BS 228
Lavinuoz, V. (GR) 152f., 164
Lavirun, V. (GR) 169
Lavis TN 228
Lavizzara, V. (TI) 492, 494, 496
Lavorgo TI 451, 455, 459, 464
Lazins BZ 279
Lazise VR 216
Lebendun-T. (NO) 514
Lecco CO 334, 339, 342f., 346, 351f., *355*, 361ff., 365f., 375, 378, 382, 432

Lecco, L. di (CO) 343, 352, 355, 361, 363, 366, 382, 626f., 634
Lech-T. (T, Obb.) 15, 18, 21, 34, 48ff., 54, 71, 137f.
Léchaux, Pte. (Sav., AO) 555
Lechbruck FUS 50
Lechfeld (SMÜ, LL) 18
Lechleitner A. (T) 126
Lechtaler Alpen (V, T, SF) 126
Ledro, L. di (TN) 207f., 215, 218
Ledro, V. di (TN) 206f., *209,* 215f.
Leffe BG 303ff., 329, 626, 633
Lege, Monti di (TI) 485
Legnone, M. (CO, SO) 361, 378, 384, 398
Legnone, M. (VA) 429
Leifers TN 243
Leitzach-T. (MB) 65, 67*f.,* 100
Lejins, Ils (GR) *177*
Lema, M. (TI, VA) *421,* 428, 430, 433
Lemna CO 357
Lenggries TÖL *22,* 60f., 63f.
Lengmoos BZ 198*f.,* 245
Lengmoos WS 101
Lenno CO 378
Lenno, M. di (CO) 339, 358, 377
Leno, V. di (TN) 224
Lenzerheide (GR) 391
Leone, M. (VS, NO) 507, 517f.
Leone, P. (TI) *423,* 499
Leontica TI 474*f.*
Lepreno BG 333
Lera (GR) 389
Lermoos T 49, 53f., 73, 84, 111
Lesgiüna (TI) 465
Lesina, V. (SO) 398
Leubas KE 39, *42*
Leutasch-T. (T, GAP) 32, 107
Leutkirch WG 33, 653
Leutstetten STA 58
Leventina (TI) 420f., 448ff., 455ff., 464, 474, 480
Leverogne AO 553, 565, 568
Lévico TN 242
Lévico, L. di (TN) 208
Levo NO 444
Levrange BS 227, 308
Leybach-T. (SF) *41*
Lezzeno CO 378
Licht, Hohes (T, SF) *44,* 51, *53*
Lichtenberg BZ 281
Liddes VS 569
Lienz T 275
Lierna, A. di (CO) 356
Liestal BL 619, 630
Lieth IZ 635
Lignan AO 562, 564, 568
Lignod AO *547*
Ligomena CO 377
Ligornetto TI 373
Ligurische Alpen (I) 647
Ligurischer Apennin (I) 647
Lillaz AO 552
Lillianes AO 539, 544
Limmat (ZH, AG) 622
Limo-J. (BZ, BL) 264
Linard, P. (GR) 152*f.,* 164
Lindau LI 73, 637
Linden NU 33
Linth-Ebene (GL, SG, SZ) 622, 630, 642f.
Linth-T. (GL) 618
Lion, Golfe de (F) 664
Liro (CO) 377
Liro (SO) 378
Lirone SO 390
Lischana, P. (GR) 79, *150,* 156, *289*
Lischana, V. (GR) 150, 154
Lisens T 121
Liskamm (VS, AO) 544, 571
Lissola CO 352
Listino, M. BS 222
Litzner Sp. (BZ) 281, 291
Livigno SO *159,* 163, *338*
Livigno, Fcla. di (GR, SO) 81, 157, 160, 337f.
Livigno, V. di (SO) *81,* 158, 160f., 166, 180, 337f.
Livo CO 377f.
Lizun, P. (GR) 342, 386
Loana, V. (NO) 500
Lobbia, M. (SO) *394*
Lobsigen-S. (BE) 677
Locarno TI 373, 423, 430, 434, 436*ff.,* 443f., 485, 488, 490, 498, 501f., 525, 634
Loccia di Peve, M. (NO) 499
Loco TI 497, 501
Lódano TI 424, 490
Lodrino BS 311
Lodrino TI 464
Lodrino, V. di (TI) 450
Löbbia GR 176, 386
Löffler, Groß (T, BZ) 105
Loga, V. (SO) 390
Loggio CO 375
Loisach-T. (GAP, WM, WOR) *22,* 33, 60
Lomaso TN 216
Lomasone (TN) 225
Lomazzo CO 352
Lonato VR 210, 215
Longarone BL 201f.
Longhirolo VA 430
Longiaru, V. di (BZ) 266
Loo, V. di (AO) 545
Lóppio TN 208, 210
Locarno-T. (NO) 522
Lorchen-Sp. (BZ, TN) 231
Lorenz-B. (SOG) 71*f.*
Loro TI 445
Losone TI 436, 440, 443f.
Lostallo GR 484f.
Lothen BZ 275, 277
Lothener Kopf (BZ) *261,* 268
Lotten-S. (T) 108
Loverciano TI 369
Lóvere BG 306f., 312, 318f., 324, 326
Lovo BG *313*
Lòzio BS 312f.
Lozzo VA 428
Lucendro, P. (TI, UR, VS) *461*f.
Lucendro, V. (TI) 420
Luchsingen GL 665
Luckenkopf (TÖL, MB) 61
Lucone, L. (BS) 215
Luderstein (T) 105
Ludiano TI 465
Lü GR *293*f.
Lüneburger Heide (NLS) 611
Luera CO 382
Luera NO 425
Lüsen BZ 252
Lüsen-T. (BZ) 246, 261
Luganer S. (TI, CO, VA) 342f., 357f., 366*ff.,* 374f., 383, 430ff., 445, 626f., 633
Lugano TI 340, 343, 345, 358, 366ff., 373f., *421,* 424, 431f., 585, 617, 626f., 633
Lugnez (GR) 474
Luino VA 369, 423f., 426, 429f., 444
Lujo, Torr. (BG) 329f.
Lukmanier (GR, TI) 391, *453,* 464, 467, 471, 473ff., 627, 634
Lumbardul (GR) 389
Lumbreida, P. de la (GR) 478
Lumezzane, V. (BS) 310
Lumino TI 464
Lunden GR 667
Lunga, V. (BZ) → Langtauferer T.
Lunghin, P. (GR) 179, 187
Lupia, M. (VR) 204
Lura (CO) 348, *354,* 362
Lurago CO 349f.
Lurate CO *354*
Luseney, Becca de (AO) 562
Luserno TN 241
Lusiago CO 362
Luttach BZ 271
Lutter-Graben (BZ) 248
Luzern LU 621, 668
Luzzone, V. (TI) 466, 470
Lys (AO) 566

Maccagno VA 428, 444
Maccio CO *354,* 362
Macugnaga NO 508, *523*f., 526, 535
Macun (GR) 155

Madau-T. (T) 50f., 53
Madei, P. di (TI, NO) 498
Maderno BS 206
Madésimo, V. (SO) 390
Madlein-A. (T) 126
Madlein, P. (GR) 156
Madonna di Campiglio TN 225*ff.*, 231, 244
Madonna delle Neve (VR) 215
Madonna di Sende (BG) *326*
Madra TI 466
Madrano TI 460, 464
Madrano TN 240
Madulain GR 82, 171, 174
Mädelegabel (SF, T) *44*, 46, 51
Mäder, P. (GR) 389
Maen AO 561
Magadino TI 437
Magadino, Piano di (TI) 420, 436ff., 443, 445, 448f., 478, 486, 627
Magdaleine, La AO 561
Maggia TI 490
Maggia-Delta (TI) *437*, 488, 490
Maggia, V. (TI) 420, 423f., 431, 436ff., *487ff.*, 494, 496, 527, 627
Maggio CO 366
Maggiolino CO 381
Magliasina, V. (TI) 369, 371, 421, 432f.
Magliaso TI 368f., 371, 374
Magrè VI 681
Magreglio CO 356
Maguzzano BS 216
Maighels, V. (GR) 667
Maira/Mera (GR, SO, CO) 337, 340*ff.*, 370, 379, 386ff., 391
Mairengo TI 451, 464
Mais BZ 284
Maisas, V. (GR) 145
Malat, V. (GR) 169f.
Malavedo CO 365f.
Malcantone (TI) 373ff., *421*, 428
Malcésine VR 206, *209, 212*
Malenco, V. (SO) 337, 360f., 393, *396ff.*, 413
Malesco NO 444, 498, 500*ff.*
Malga Salina Bassa (BS) 312
Malga, V. (BS) 321
Malgrate CO 366, 382
Malnate VA 348, *427*
Maloja-Ps. (GR) 80, 173, 175, 179, 187, 189f., 337, 342, 379, 386, 388*f.*, 391, 413, 624f., 632
Malonno BS 312
Mals BZ 283*ff.*, *289*
Malserhaide BZ 282f., 285f., *290*
Malvadello, Cima del (SO) 392f.
Malvaglia TI 455, 465ff., 474f.
Manching IN 71
Mandarfen T 124
Mandello CO 343, 367, 378, 384
Mandolino, M. (BG) 314
Manegra NO 426
Mangfall (MB, AIB, RO) *22*, 28, 30, 58, 65*f.*, 71, 100f.
Manió TI 460, *462f.*
Manno TI 371
Manós, M. (BS) 221*f.*, 227
Marais des Rances (VD) 676
Maraun-T. (BZ) 231, 278
Marcheno BS 311
Marchhorn (NO, TI) 514
Marchirolo VA 428f.
Marchirolo, Ps. di (VA) 343, 424, 627
Marcia, Pne. della (TI) 486
Marco TN *203*
Marcon, V. (NO) 499
Marcri, V. (TI) 450
Mare, V. de la (BZ) 232
Marebbe BZ 277
Mareit/Mareta BZ 248
Marga Aviolo BS 321
Margna, P. da la (GR) 79, 179, 388
Margno, Cimone di (CO) 375
Margologio NO *500*
Margorabbia (VA) 429f.
Margun, A. Muragl (GR) 181
Margun, Surlej (GR) 177
Maria-B. (KE) *38*
Maria Laach KO 624
Mariaga CO 356
Marianna, Torr. (VA) 426
Mariano Comense CO 349, *355*
Marienberg (BZ) 166, *285f.*
Marienstein (TÖL) 61
Marino, V. (BL) 202
Marktoberdorf MOD 16, 50
Marmolada (TN, BL) 202, *228, 230*, 249, 251
Marmontana (GR, CO) *477f.*
Marmore (AO) 561, 566
Maroggia TI 358, 371
Marolta TI 465f.
Maroz, A. (GR) 389
Maroz, V. (GR) 342, 386
Mars, M. (AO) 544
Marsch, L. (GR) 176
Marsch, P. (GR) 172
Marschola (GR) 480
Marscholhorn (GR) 478
Marsicce, Cima (NO) 510
Martell-T. (BZ) 281, 283
Martello, P. (GR, SO, CO) 378
Martigny VS 566
Martina GR 79, 81, 130, 140, 147, 154, *289*
Martinsbühel (T) 136, 138
Marucolo, Cima di (BS) 312
Marzell-Sp. (BZ, T) 283
Marzo, M. (AO/TO) 542
Marzola (TN) 199
Masera NO 501, 525
Másino, V. (SO) 343, 359ff., 380, *393f.*
Maso corte BZ 282
Massagno TI 431f.
Massari, P. (TI) 452
Massimeno TN 225
Massino-Visconti NO 428, 444
Mastallone, V. (NO, VC) 523, 526, 530
Mastaun-T. (BZ) 282
Masuccio, M. (SO) 409
Masucco, M. (SO) 337, 410
Masul-T. (BZ) 279
Mater, M. (NO) 507
Materdell, P. (GR) 179
Mathon T 126
Matnal-A. (T) 126
Matrei a. Brenner T 92, *114*, 135ff.
Matro (TI) 420, 466
Matsch BZ 288*ff.*
Mattarello TN 199, 244
Matterhorn (VS, AO) *561*
Mattwald-A. (VS) 678
Matzen T 137
Mauern ND 68
Mauls/Mules BZ 252
Maurach T 91
Mauria-Ps. (BL, UD) 260
Mayrhofen T 105
Mázia, V. di (BZ) 288
Mazzè TO 542
Mazzini BZ 242
Mazzo SO 408, 413
Mazzunno (BS) 318
Méchel TN 240, 242, 244
Mecklenburg (DDR) 574
Meda MI 349ff.
Medeglia TI 375, 420, 431, 433
Medel, P. (GR, TI) *470*
Medel, V. (GR) 464
Meeralpen (A.-M, SV) 543, 647f.
Méida BZ 230
Meikirch BE 587, 588, 618, 630, 642ff., 646, 661
Mèina NO 429
Meiringen BE 548
Mela, V. (GR) 168
Melag BZ 287f.
Melano TI 371, 374
Mel(l)aun BZ 252
Meledrio, V. (TN) 227, 232
Melezza (TI) 436, 438, 488, 490, *502*
Melezzo occident. (NO) 500f., 512
Melezzo orientale (NO) 500
Melide TI 366*ff.*, 370, 372, 430
Mella (BS) 316
Mellier AO 544

Melma, M. (CO) 361, 365f.
Meltina BZ → Mölten
Memmingen NU 18, 35
Menaggio CO *339,* 351f., 367, 370, 377, 382f., 421, 626
Mendel-Ps. (BZ, TN) 197, 231ff., 244
Mendrisio TI 343, 345, 359, 362, 371, 373f.
Mendrisiotto (TI) 210, 351, 359, 362, 369f., 373, 380, 419, 422
Menna, Cima di (BG) 332
Menzino BS 315
Menzonio TI 492
Mera (SO, CO) 337, 373, 376, 379, 384, 388
Mera, V. (GR) 405
Meran BZ 197f., 231, 234, 237, 240, 245, 252, 278f., 283f., 286, 625
Meransen BZ 237, 275, 277
Merate CO 348, 351f., 352, *355,* 382
Mercallo VA 430
Mergoscia TI 486, 496
Mergozzo NO 426, 443, 512, 524f.
Mergozzo, L. di (NO) 425, 436, 512
Meria, V. (CO) 343, 367, 378
Méride TI 358f.
Merone CO 348
Mesocco GR 477, 484*f.*
Mesolcina (GR) 420, 436, 438, *447*f., 455, 476ff., 484, 627
Messi, V. delle (BS) 322, 410
Mésule (T, BZ) 105
Meyen AO 556
Mezdì, P. (GR) 173
Mezzano TN 200
Mezzaun, P. (GR) 169
Mezzema BS 206
Mezzo, M. di (BZ) 234
Mezzocorona TN 231, 232, 238
Mezzodì, P. di (TI) 460*f.,*
Mezzodì, Sasso di (BL) *229f.*
Mézzola, L. di (CO, SO) 367, 378ff., 384
Mezzoldo, V. (BG) 332
Mezzolombardo TN 210, 231f., 238, 240
Mezzovico TI 369
Miage, L. del (AO) *558*
Miazzina NO 426, 443
Mieders T 112
Mieming T 137
Mieminger Gebirge (T) 16, 55, 84, 107f., 111
Mieminger Plateau (T) 84, 88, *90*
Miesberg T 134f.
Miglieglia TI *421,* 432
Milano MI 308, 349f., 352, 361, 374, 383, 413, 464
Mils T 135, 139
Mincio (MN, VR) 208, 215
Mindel (MOD, MN, KRU, GZ) 21, 653
Mindelheim MN 35, 71f.
Mine, V. delle (SO) 158, 160
Mingèr, V. (GR) 156, 163
Minisfreddo, M. (VA) 424, 429
Minoia, M. (NO) 515
Minschun, P. (GR) 152
Minschuns, P. (GR) 294
Minur, Fcla. (GR) *81*
Minur, P. (GR) 180
Minur, V. (GR) 81, 179f., 337
Minusio TI 443
Mismo, M. (BG) 334
Misox → Mesolcina (GR)
Missaglia CO 352, 382
Missian BZ 234
Misurina BL 201
Mittelberg T 124
Mittelberg V 46
Mittelmeer 205, *586,* 591
Mittelzell KN 73
Mittenwald GAP *22,* 23, 24, 31f., 58, 62f., 137
Mitterberg (BZ) 234
Mocheni, V. dei (TN) 208
Mocogna NO 521
Möglia GR 404
Möhlin AG 619f., 630
Mölten/Meltina BZ 198, 245, 285
Moena TN 228
Mönchalp-T. (GR) 667
Mörschwil SG 644
Moesa (GR, TI) 438, 478, 484*f.*
Möseler, Großer (T, BO) 105
Möserer Sattel (T) 107f.
Mösern T 24
Moèsola, L. di (GR) *478*
Mötz T 87, 108, 137
Moghegno TI 496
Mogno TI 496
Moiana CO 375
Molare, P. (TI) 451*ff.,* 466
Moleno, V. di (TI) 450
Molgora (CO, MI) 346
Molina TN 207
Molina, V. di (BS) 207
Molinazzo TI 368, 444
Molinera, V. (VA) *422,* 428
Molini di Tures BZ 260, 268f., 275
Molini, V. dei (CO) 366
Molini, V. di (BZ) 260, *269*f.
Molino, V. di (TI) 449
Mollia VC 530, 534
Molveno, L. di (TN) 225, 231
Mon-T. BZ 264, 275
Monastero, V. del (CO) 366f.
Monate, L. di (VA) 428, 432, 627
Moncrivello TO 542
Mond-S. (S) 27, 646
Mondelli-T. (NO) 524
Monello CO 351
Monfandi (TO) 542
Monferrato (TO) 543
Mongrando VC 540
Monguelfo BZ → Welsberg
Monguzzo CO 382
Monno BS 320
Monscera-Ps. (VS, NO) 525f.
Mont Blanc (H.-Sav., AO) 539, 548, 556, 564, 628
Montafon (V) 124f., 127, 131
Montagna SO 413
Montasinaro VC 537f.
Monte TI 374
Monte Isola (BS) 313ff., 318, 626, 632
Monte Moro-Ps. (VS, NO) *523,* 525, 535, 569
Monte Rosa (VS, NO, VC,AO) *521,* 524, 529, 539, 544, 570, 628, 634
Monte Spluga SO 392
Monte Spluga, L. di (SO) 390
Montechiaro/Lichtenberg BZ 281
Montecrestese NO 512, 525f.
Montello BL 201
Montesei di Serso TN 240, 242
Montesiro MI 352, *355*
Montevecchia CO 352
Monteviasco VA 428
Montfleury (GE) 671f.
Monti Lessini (VR) 202, 206, 216
Monticello CO 382
Montiggl BZ 234ff.
Montjovet AO 546, 548, 564, 566
Montogn, V. de (GR) 478
Montórfano (CO) *354,* 359, 362, 382
Monzambano BS 199
Moos BZ 279
Moos T 24
Moos-T. (T) 125
Moosach (WS) 100
Moosbach KE *43*
Moosburg FS 31
Mora, V. (BG) 332
Mora, V. (GR) 157, *160*f., 165, 291f., 294, 337
Moranda, V. (BS) 321
Morasco (NO) 508, 513, *516*
Morbegno SO 380, *393,* 398, 413
Morbio TI 343, *354,* 359, 362, 374
Morcote TI 343, 374, 422, 424
Morengo BG 334
Morgex AO 549, 566
Mori TN *203, 209*f., 240
Moritzing BZ 242
Morobbia, V. (TI) 420, 436, 445f., 448
Morteratsch, V. (GR) 80, 183
Mortirolo, Ps. del (SO, BS) 324

Mortirolo, V. del (BS) 312, 320
Mortiz, V. (BZ) 229
Morto, L. (BL) 201
Moscia TI 439
Mosses, C. des (VD) 620
Mosso VC 536
Motta di Balbalera (GR) 404
Motta Poschiavo (GR) 401*f.*
Motta Rossa (GR) 405
Mottarone (NO) 511
Mottarone TI 485
Motte, La, -Servolex Sav. 673
Motterascio (TI) 470f., 474
Motti, Monti di (TI) 485
Motto TI 465
Motto Croce TI 421
Motto Crostel (TI) 466
Mottone di Giumello (TI) 447
Moûtiers-en Tarentaise Sav. 566
Mozzanica BG 333
Muazz, Ps. (TI) 470
Mucia, P. de (GR) 477f.
Mühlau T *91,* 136
Mühlbach BZ 261, 264
Mühlbach (WT) 657
Mühlen BZ 260, 268*f.,* 275
Mühlwald BZ 269, 277
Mühlwalder T. (BZ) 260, 268*ff.*
München M 28ff., 58, 70, 73, 100
Münster-T. → Müstair, V. (GR)
Münstertaler Alpen (GR) 81, 291, 294, *338*
Müra, V. (GR) *170*
Müschauns, V. (GR) 82, 168
Müsella, M. (GR) 79
Müsella, Ova da (GR) 174
Müstair GR 286, *289,* 294
Müstair, V. (GR) 82, 155ff., 163, 197, 284, *289,* 291ff., 631f., 638
Mugena TI 421, 432
Muggio TI 359, 374
Muggio, V. di (TI) 344, 358f., 362, 374
Mules/Mauls BZ 252
Mundin, P. (GR) 145f.
Munster-Breloh NSL 642
Muntac GR 391
Muntet (GR) 155f.
Muntpitschen (GR) 288
Muot d'Mez (GR) *181*
Muotta, A. la (GR) 177
Muottas (GR) 79
Muottas Muragl (GR) 181, 192
Muragl, V. (GR) 174, 181*f.*
Muralto TI 443
Muraunza, V. (GR) 292, 295, 411
Muretto, Ps. (GR, SO) 97, 397, 413
Muretto, V. (GR) 388
Murmentenkar-Sp. (T) 122
Murn (WS, RO) 100
Murnau WM 16, *22,* 24f., 54f.
Murnauer Moos (WM) 24, 55
Murtaira, P. (GR) 388
Murtaröl, P. (GR, SO) 161, *338,* 412
Murtel, P. (GR) 177f.
Murten-S. (FR, VD) 663, 677
Mürters, P. (GR) 154, 156, *158*
Muschiada, Cima di (CO) 366
Musignano VA 428
Muta, L. della (BZ) 282, *285,* 288
Mutkopf (BZ) 283f.
Mutten FR 645
Muttler (GR) 145, 146
Mutzköpfe (T) 83
Muzzano, L. di (TI) 343, 373, 432

Nadrò, V. (TI) 450f.
Naggio, A. di (TI) *422*
Nago TN 210
Nair, L. (GR) 135, 160, 406, 408
Nair, P. (GR) 175, 179
Nals/Nalles BZ 244, 284
Nalzurio, V. di (BG) 330
Nambino (TN) 227, 232
Nambrone, V. di (TN) 225, 227
Nantay, V. (AO) 544
Nante TI *453,* 460*f.*
Napf (BE, LU) 619, 621
Napfen-T. (BZ) 270
Naquane BS 324
Nara, P. di (TI) 466
Narcanello, V. (BS) 322
Naret, L. di (TI) 494
Naret, P. del (TI) 488
Naso del Liskamm (AO) 570f.
Nassereith T 88, 102
Naters VS 526
Nationalpark, Schweiz. (GR) 155, 157, 161*ff.*
Natters T 136ff.
Naturns BZ 283f., 286, *289*
Natz-Schabs BZ 235f., 252f.
Nauderer Tschey-T. (T) 130
Nauders T 130f., 139, 284, 286, 288*ff.*
Nava, P. (NO) 509
Navazzo BS 206, 221
Nave BS 311
Navene, Bocca di (VR) *213*
Navis (T) 111, *114*f.
Navisence, La (VS) 621
Nazzaro-S. TI 438
Neckar (BWL) 624, 658
Neder T 113
Négola BS 320
Negrentino (TI) 474f.
Nelva (TI) 460
Nembro BG *304*
Nembro NO 517
Nera, V. (SO) 158
Nero, P. (TI, PS) 460
Néry, M. (AO) 544, 546, 548
Nese BG 303
Nessel-T. (VS) 679
Nesselwängle T 35
Nesso CO 343. 360, 366, 380, 382
Nesso, Piano di (CO) 357
Netstal GL 622
Neuchâtel NE 621
Neuenburger S. (BE, NE, FR, VD) 663
Neufra Donau SLG *655*
Neuhaus MB 65
Neustadt a. d. D. KEH 28, 657
Neustift T 113
Nevasco, V. (SO) 397
Neves-A. (BZ) 270
Nicolo d'Ega BZ 246
Niederdorf BZ 260, 275f.
Niederhart T 110
Niederhummel FS 29ff.
Niederjoch (BZ, T) 282, 284
Niederlande 635, 637
Niedernach-Sattel (T) 53
Niederndorf T 61, 109, 138
Niederrasen BZ 273, 275
Niederrhein 574, 580, 618, 635f., 653
Niederried BZ 248
Niedersachsen 574, 580, 635
Niedersonthofner-S. (OA) *39*
Niedertal BZ 273
Nieder-T. (T) 120
Niederthai T *117*ff., 139
Niedervintl BZ 261, 275f.
Niederist BZ 261
Niemet, Ps. da (GR, SO) 390
Niklasreut MB 100
Niklas-T. (T) 105
Nivolet, C. del (AO, TO) 552
Nocca, V. (NO) 517
Nocco NO 428
Noggl T 130
Nomi TN 244, 252
Nónio NO 426, 510f.
Nono, V. del (VC) 530
Nonsberg (BZ) 240f., 244
Nons-T./V. di Non (TN, BZ) 210, 231f., 240, 242, 244
Noranco TI 368
Norberthöhe (T) 130, 131, 197, 286, *289*
Norcier Hte.-Sav. 672
Nordamerika 575ff., 603, 610
Norddeutschland 573, 642
Nordeuropa 573ff., 578ff., 603
Nordmeer 603, 612
Nordschweiz *586,* 589f.
Nordsee 573, 588, 645
Nossana, V. (BG) 326

Notzing ED 29
Nova Ponente BZ 245
Novaggio TI 432
Novaglia SO 401
Novale del Varco BZ 234
Novale di Laion BZ 255
Novate SO 379f., 384
Novate, L. di (SO) 378, 380
Novazzano TI 374
Novesso, M. (VC) 510
Nozza-T. (BS) 218, 228, 311
Nudo, M. (VA) 419, 426
Nufels T 128
Nufenen-Ps. (TI, VS) *462,* 464
Nufenenstock (VS, TI) 460, *462*f.
Nuna, P. (GR) 155, 197
Nuna, V. (GR) 154f.
Nus AO 548, 560f., 564
Nußbaumer Seen (TG) 659
Nußdorf RO 102
Nuvolao (BL) 202, 268

Oberammergau GAP *22,* 72
Oberau GAP 56
Oberaudorf RO 109
Oberberg-T. (BZ) 249
Oberblegi (GL) 665
Oberbüren SG 660
Oberengadin (GR) 173–193, 337, 342, *389,* 624f., 631, 633
Oberföhring M 29f., 73
Obergesteln VS 621
Obergünzburg MOD *35, 37f.,* 680
Obergurgl T 103, 119, 133
Oberhalbstein (GR) 82, 391
Oberjoch (SF) 16, 34, 42, *44,* 138
Obermais BZ 283, 285
Oberperfuß T 137
Oberplanken BZ 274
Ober-Poppener BZ 249
Oberrhein-Graben 585, *588,* 618f., 633
Oberstaufen SF 33, 40
Oberstdorf SF 15, 33, 42*ff.*
Oberstimm IN 71
Oberthai (T) 120f.
Obervintl BZ 261, 275
Oberwinkel/Vico di sopra BZ 250
Obinger Moos (T) 110
Obsteig T 88
Ochsenberg-T. (BZ) 287
Ochsen-T. (V) 164
Odiago BG 361
Ódolo BS 219, 228
Öflingen SAK 656
Öfner Sp. (T) 50f.
Ötz T 118, 136
Ötz-T. (T) 103, 107, 113, 115ff., 120ff., 133, 236, 282, 284, 632, 647
Ofenhorn (VS, NO) 513*ff.*
Ofen-Ps. (GR) 82, 150, 158, 163ff., 197, 284, 292*ff.,* 632
Ofnet, Gr. (DON) 68
Ofterschwang SF 15
Oggebbio NO 426
Oggiono, Brianza CO *353, 355,* 375, 382
Oglio (BS, BG, CR, MN) 311, 316, 319ff., 324, 343
Oglio-Frigidolfo (BS) 410
Olang BZ 262, 268, 276
Olate CO 382
Olda (BG) 303, 332
Oldisio BS 206
Oleggio-Castello NO 428
Olgia, V. d' (TI) *462*f.
Olgiate CO 308, 351, *354,* 359, 626
Olginate CO 362, 382
Olginate, L. di (CO, BG) 343, 352, 362, 382
Olimpino, M. (TI, CO) 362, 634
Olivone TI 466*ff.,* 472ff.
Ollomont, V. d' (AO) 562, 564
Olocchia, V. (VC) 523, 526, 531
Olona (VA) *427,* 429, 432
Olperer (T) *89,* 105
Olten SO 619
Oltre il Colle BG 333
Omegna NO 425f., 429, 507, 510f., 525, 530, 627
Ometto (TI) 432
Omo, P. d' (NO) 425
Onach/Onies BZ 277
Oneto (BG) 307
Ono S. Pietro BS 320
Onsernone, V. (TI) 423, 424, 431, 438, 497, 499, 501
Ora BZ → Auer
Orasso NO 501
Orbello, L. d' (TI) 447
Orco, V. dell' (TO) 539, 569, 591
Orecchia di Lepre, L' (BZ) 281
Orfano, M. (BS) 315, 626, 632
Orfano, M. (NO) 434, 444, 507f., 512
Origlio, L. d' (TI) 373f., 431, 433, 440f., 443
Orimento, A. di (CO) 358
Orino (TI) 465ff.
Oris BZ 282f.
Orlegna (GR) 388
Ornavasso NO 436, 512, 525f.
Ornica BG 332
Oro, M. dell' (GR, SO) 178, 397f.
Oro, Val d' (SO) 390, 392
Oropa VC 538
Orsera, V. (SO, GR) 158, 406
Orta, L. d' (NO) 425f., 443, 507, 510f., 524f., 627, 634
Ortisei BZ 250, 256
Ortler (BZ, SO) 197, 286, 337, 409, 411, 631ff.
Orto, Pta. dell' (BS) 315
Ortosei, Pta. (BS) 311
Osco TI 451, *453,* 464
Osogna TI 420, 436, 455, 464
Osogna, V. d' (TI) 449f.
Ossasco TI 462
Ossola, V. d' (NO) 420, 507f., 511ff., 520, *523*ff.
Ossucio–Spurano CO 383
Osteno CO, 358, 371
Osterberg KE 33
Osterhofen MB *67f.*
Ostrach-T. (SF) 41f., *44*
Ostsee 573
Osura, V. d' (TI) 486, 490
Ot, P. (GR) 171, *177*f., 187
Otra VC 534
Otro, V. d' (VC) 534
Ottobeuren NU 73
Ova Cotschna, P. dal' (GR) *175*
Ova Spin GR 157, 165
Ovesca (NO) 512, 521
Oy-T. (SF) 43
Oyace AO 562*ff.,* 568

Paar (LL, IN) 54
Padauner Sattel (T) 114
Padella, Fcla. (GR) *178*
Padella, P. (GR) 179
Paderno d'Adda CO 303, 307, 345f., *355,* 382, 627, 634
Padon, M. (BL) 230
Padrio, M. (SO, BS) 312, 337, 632
Pagano, M. (BS) 312
Paghera, V. (BS) 312, 321
Paglia, P. (GR) 478
Paglione (VA, TI) 444
Pagnano CO 352
Pagnoncini GR 402
Paisco, V. (BS, BG) 312
Palade, Ps. di (BZ) → Gampen-J.
Palagnedra TI 497, 499, 501
Palanzolo CO *355*
Palanzone, M. (CO) 356, 360
Pale (TN) 225
Pale delle Buse (TN) 228
Pale della Misa (BS) 223
Pale di S. Martino (TN) 200
Pallanza, Verbania NO 420
Palmbühl (T) 91*f.*
Palo, M. (BS) 311
Palon, Cima (TN) 202
Palòn de la Mare (SO, TN) 410
Palone (TN) 214, 225
Palone, M. (BS) 321
Palosso, M. (BS) 310f.
Palù, L. (SO) 397
Palù di Caspoggio, A. (SO) 398

Palü, L. da (GR) 404*f.*
Palü, P. (GR, SO) *181, 188*
Palüd Marscha (GR) 172
Pálvico (BS) 222
Pankraz-B. (T) 110
Paradisin, P. (GR, SO) 158
Paradiso TI 368
Paratico BS 316, 318
Parè CO *354,* 362
Paria, V. (BG) 332
Parini CO 381
Parone VC 529
Parre BG 333
Parsberg MB 100
Parseier-Sp. (T) 50, 53, 124
Parseier-T. (T) 53
Partenen im Montafon V 124
Partenkirchen GAP 71, 137
Partnach-Klamm (GAP) 57
Partschins BZ 284
Pascone, V. (VC) 529
Pasculs da Boval (GR) *183*
Passeier-T. (BZ) 234, 237, 278f., 284ff.
Passen-T. (BZ) 269
Passer (BZ) 279
Passit, V. di (GR) 476
Passo, M. del (BZ) 237
Paßwang (SO) 619
Pasubio-Gr. (TN) 202
Patsch T 136f.
Pavía PV 228, 308
Pavone BS 227f.
Paznaun (T) 124, 126, 140
Peccia TI 492, 496
Peccia, V. di (TI) 488, 494, 496
Pécian (TI) *453*
Pecore, Cima delle (BZ) 281
Pecore, P. delle (TI) 490
Pedenolo, M. (SO) 411
Peder-T. (BZ) 281
Pederü (BZ) 264
Pedraces BZ 264, 275
Pedrinate TI *354*
Pegherolo, M. (BG) 332
Peglio CO 377f.
Péio, Corno di (SO, TN) 410
Péio, V. di (TN) 232
Peißenberg WM 54
Peiting SOG 50, 70
Peitlerkofel (BZ) 248, 266
Pelmo, M. (BL) 201f.
Peloso, P. (TI) 497
Péndita, Corno (BS) 316
Péndola, M. (BG) *313f.*
Penser J./Ps. di Pennes (BZ) 237, 245
Penser T. (BZ) 238, 245
Penzberg WM *22,* 26, 63, 72, 580, 589
Percha BZ *259, 263,* 276
Peres, P. da (BZ) 264
Perfuchs T 122
Pérgine TN 199, 208, 240
Perjen T 136, 139
Perlana, V. (CO) 378
Perloz AO 544
Perlupario BG 352
Perossa, V. (GR) 388
Pers, M. (GR) 80, 337
Pertica Bassa BS 227
Pertüs, A. de (GR) 476
Pertüs, V. (GR) 492
Perusciana (TI) 420
Pescate CO 366
Peschiera VR 199, *209,* 215f.
Peschiera Maraglio BS 315
Pessey-Sonnaz Sav. 673
Pestarena NO 524
Petersthal (KE) 35
Petit St-Bernard (Sav., AO) 554, 556, 566, 569
Petit-Saconnex, Le GE 671f.
Petite Boissière, La GE 672
Petosino BG 308
Pettenasco NO 511
Pettini, M. (SO) 411
Pettneu T 125
Pettorina, V. (BL) 229f.
Pezza Comuna, Pta di (NO) 498
Pezzo BS 322
Pfäfers SG 294
Pfäffiker-S. (ZH) 622
Pfaffenhofen T 72, 137f.
Pfafflar T 138
Pfalzen BZ 268, 277
Pfannenstock (SZ) 664
Pfatten BZ 242, 681
Pfefferbichl (FUS) 25
Pfelders BZ 279
Pfitscher J. (T, BZ) 105, 249
Pfitsch-T. (BZ) 139, 248f.
Pflaurenz BZ 264, 275f.
Pflerscher Pinkel (T) 112
Pflersch-T. (BZ) 251
Pfossen-T. (BZ) 282f.
Pfronten FUS 49f.
Pfulters BZ 248
Pfunders BZ 275f.
Pfunds T 128ff., 139, 625
Pfundser Tschey-T. (T) 130
Pfynwald (VS) 621
Piaggia NO 510
Piambello, M. (VA) 358, 432
Pian Camuno BS 319
Pian di Fiacconi (TN) *230*
Pian di Gembro (BS, SO) 321, 399f.
Pian Nave, M. (VA) 426
Pian S. Giacomo (GR) 477
Pian Trevisan (TN, BL) 229
Piana, V. (SO) 409
Pianca, Cima (TI) 421
Piancascia, Pne. (TI) 490
Pianezzo TI 444f., 447
Piánico Séllere BG 304ff., 306*ff.,* 318, 626, 632
Piano, L. di (CO) 370
Piario (BG) 326
Piatta mala (SO) 408
Piatto, M. (CO) 359
Piave (BL, VE) 201f.
Piavenna, V. di (BZ) 282, 289f.
Piazza Brembana BG 332
Piazzatorre BG 332
Piazze, Le TN 228
Piazzo SO 384
Piazzo, Cima di (CO, BG) 331, 363
Piazzolo BG 332
Piecastello CO 351, *353*
Piedimulera NO 525
Pierre Pertuis, C. de la (BE) 619
Pietra Grande (TN) 231
Pietra Rossa, P. di (BS) 321
Pieve di Bono TN *209*
Pieve Vecchia VR 204
Pila, V. da (GR) 180, 404f., 409
Pila, V. (SO) 158f.
Pilastro, Gran (T, BZ) 105
Pilaz AO 546
Pillermoos (T) 118, 133
Piller-Sattel (T) 83
Pilotera, V. (SO) 385
Pilsen-S. (STA) 54f.
Pinadee (TI) 468ff.
Pinascio (TI) 499
Pincascia, V. (TI) 486
Pinè, V. di (TN) 217, 228
Pinzgau (S) 105, 260, 277
Pinzolo TN 225, 227
Pioda di Crana (NO) 499
Pioda V. Sésia NO 527
Piode VC 533f.
Piona (CO) 384
Piona, Ltto. di (CO) *379,* 392
Piora, V. (TI) 452, *454,* 459f., 464, 481
Piotta TI *453,* 459f.
Piotta, Pne. di (TI) 486
Piottino, M. (TI) 451, 455, 457, 464, 480f.
Pioverna (CO) 363
Piperbühel (TN) 240, 242
Piretta (TI) 450
Pisano NO 428
Pischa, Fuorcla (GR) 191
Pisciadel GR 404
Pisoc, P. (GR) 156
Pitz-T. (T) 83, 95, 121*ff.,* 137, 632
Piumogna (TI) 450, 452
Piz, L. da Segl (GR) 175, 178
Pizzaccio (SO, GR) 390
Pizzetto BG *327*

Plän Vest (GR) 385
Plätzwiese (BZ) 260, *267*f.
Plagna, P. (BG) 312
Plampincieux AO 556
Plan BZ 279
Plan de Frea (BZ) 256
Plan-S. (T) 49, 53, 135
Planeil BZ 288*f.*
Plangerroß T 128
Planner A. (BZ) 260
Planól BZ 288
Plansena (GR) 406
Plator, Cime di (SO) 410f.
Platt BZ 279
Plattamala (GR) 154
Plattenkogel (T) 105
Plattkofel (BZ) 229f.
Plavna Dadaint, P. (GR) 154f.
Plavna, V. (GR) *149,* 154
Plawenn-T. (BZ) 282, *289f.*
Plazèr, V. (GR) 155f.
Plesio CO 377, 382f.
Plön (SH/D) 646
Po (I) 310, 425, 542
Po-Ebene (I) 203, 344, 352, 359, 391, 420, 434, 507, 529, 537, 625
Poch, V. dal (GR) 155f.
Pömetsried WM 247, 580
Poggiridenti SO *399,* 413
Pogno NO 510
Póia (BS) 320
Poieto, M. (BG) 333
Poignon, M. (AO) 539
Pojala, P. (NO) 515
Pola, M. (TI) 430
Polada VR 210, 215
Polles-T. (T) 119
Polling WM 69, 73
Polpenazze BS 215
Pomatter T. (NO) →Formazza, V.
Pontarlier Doubs 619
Pont d'Ael AO 550, 566
Pont Bozet AO 544
Pont Canavese TO 539, 552
Pont St-Martin AO 542, 544, 566
Pont Valsavarenche AO 552
Pont-la-Ville FR 676
Ponte/Stäg NO 527
Ponte d'Adige BZ 240
Ponte nell'Alpi BL 201
Ponte Arche 227, 231
Ponte Brolla TI 436, 488
Ponte Cáffaro BS 228
Ponte Lambro CO 356, 362
Ponte di Legno BS 321
Ponte Nossa BG 326, *328*
Ponte San Pietro BG *304*
Ponte della Selva BG 326, 330
Ponte Tresa TI 343, 345, 362, 366, 368, 370*ff.,* 421, 424, 428ff., 626, 633
Ponte in Valtellina SO *393*f., *400*
Pontegana TI 343*ff.,* 419, 585
Ponteggia SO 385, 409
Pontegrande NO 526
Ponterânica BG 308
Ponterânica, M. (BG, SO) 398
Pontetto NO 515
Pontida BG 334, 352, *355,* 382
Pontirone, V. (TI) *465*
Pontives BZ 256
Ponto Valentino TI 468
Pontresina GR 173, 179, 192, 337, 625
Ponzate CO 359
Ponzone VC 536
Pora, M. (BG, BS) 312, 318
Porcarescio, P. (TI, NO) 498
Porchera CO 361
Pore, M. (BL) 255
Porlezza CO *339*f., 358, 367f., 370, 374, 383, 424, 431, 626
Porta, V. della (TI) 486
Porta Vescovo (BL) 230
Porto Ceresio VA 343, 358f., 362, *367,* 371f., 422, 424, 429, 626, 634
Porto Valtravaglia VA 430
Porza TI 368, 431
Poschiavina, V. (SO) 398
Poschiavino (GR, SO) 81, 404, 406
Poschiavo GR *338,* 401, 406, 408f.
Poschiavo, L. di (GR) 401*f.,* 408
Póstua VC 536
Pozza TN 229
Pozze, V. delle (TN) 228
Pozzuoli, Cime di (NO) 521
Pozzuolo, V. (TI) 462
Prabione BS 206
Prad/Prato BZ 283, *289,* 291
Prada BS 219
Prada GR 402
Pradalunga Bassa BG 309
Pradella, M. (BG) 330
Pradestel TN 238
Pradoir, V. (TI) 466
Prättigau (GR) 667
Pragel-Ps. (SZ) 664
Prags/Braies BZ *267*f., 276
Pragser Dolomiten (BZ) 260, 262, 264
Pragser Wild-S. (BZ) 267f.
Pralongia (BZ) 265
Pralungo VC 538
Pramaggiore BS 223
Prarayer AO 562, 568
Prariond AO 553
Prata SO 384
Prato TI 450*ff.,* 457, 464
Prato, M. (CO) 362, 634
Prato allo Stelvio BZ 283, *289,* 291
Prato Valentino SO 412
Prato, V. di (TI) 492
Pratotondo, M. (BS) 312
Praver, P. (GR) 292
Pray VC 536
Prazet GR 166
Pré St-Didier AO 549, 554, 556, 566, 568
Prealba, M. (BS) 219, 310
Precasciano CO *379*
Preda Rossa, V. (SO) 395
Predazzo TN 228
Predélp TI 451*f.*
Predore BG 334
Predore BG 316
Pregassona TI 368f.
Pregnena BZ 232
Prella TI 348
Premadio SO 410
Premeno NO 425f., 443
Premia NO 512*ff.,* 525f.
Premosello NO 512
Prepiantó (GR) 475
Prerro NO 425
Presanella (TN) 199, 204, 210, 227, 231f.
Prese, Le GR 402
Presolana, Giogo della (BG, BS) 312, *327*
Presolana, P. della (BG) 303, 319, 326*f.,* 331
Prestone SO 390
Prettau BZ 275, 277
Priami VC 532
Primaluna CO 384
Primolano BL 200
Prímolo SO *396*
Privilasco GR 403
Progero TI 445
Prolugano, V. del (VA) 428
Promontogno GR 386, 391
Proussaz AO 552
Provaglio BS 316
Proveis/Provés BZ 244
Provezze BS 315
Prüna, V. (GR) 169f.
Prünella, V. (GR) 169, 171
Prugiasco TI 474
Prutz T 128, 139
Pülschezza, V. (GR) 168
Puez-Gr. (BZ) 266
Pufelser Schlucht (BZ) 250
Puflatsch BZ 249, 255
Punt, La GR 167, 171, 173f.
Punt la Drossa (GR) 157, 165
Punt Ota, V. (GR) *167*
Puntlatz T 140
Puntleider T. (BZ) 248
Puntraschigna, Muottas da (GR) *183*
Pura TI 432
Puschlav (GR) 398, 401ff., 408f., 413

Pusiano, L. di (CO) 309, *355*f., 361, 375, 381, 627
Puster-T. (BZ) 197, 201, 237, 244, 246, 252, 256, 258*ff.*, 264, *267*, 275f.

Quadrada, V. (GR) 398
Quaira, Cima di (BZ, T) 283
Quarazza, V. (NO) 524
Quare VC 535
Quarna-Sotto NO 425, 510
Quarona VC 529, 533, 535
Quart AO 548, 565
Quartino TI 436, 438*f.*, 448, 485
Quattervals, P. (GR) 157, 166, 168, *338*
Quero BL 202
Quinano VR 238
Quincinetto TO 542, 544
Quinto TI 450, 452*f.*, 456, 459, 464

Rabbi, V. di (TN) 232
Rabenkopf (BZ) 288
Rabenstein BZ 279
Rabland BZ 284
Rachele, P. (SO) 396
Radurschl-T. (T) 130
Rätikon (GR, FL, V) 638
Ragno (NO) 499
Rai, M. (CO) *353*, *355*f., 375
Rain BZ 249
Raisting-Sölb WM 54
Ramarzollo TN 240
Ramello NO 509
Ramosch/Remüs GR 79, 83, 140, *146*, 150, 154, 163, 165, *289*
Ramponio CO 383
Ranalt T 113, 139
Rancina (VA) 429
Ranco VA 429
Ranggen T 137
Rânico (BG) 308
Rasa TI 499
Rasa VA 424, 428f., 432
Rassa VC 533
Rassasser Sp. (BZ, GR) 149, 288
Rasun di Sotto BZ 273, 275
Rattenberg T 81
Ratti, V. dei (SO) 343
Rau-T./V. di Tamores (BZ) 264*f.*
Rauhes Joch (V) 48
Ravecchia TI 436
Ravedo CO 378
Ravellino CO 351, *353*
Razoi, V. di (BZ) 291
Rè NO 498f., 501*f.*
Re, Torr. (BS) 319
Rebbio BS 308
Recastello, P. (BG) 331
Rechelkopf (TÖL, MB) 61
Rechtis (OA) 33
Redorta, P. (BG) 324, 330
Redorta, V. (TI) 487
Regina, M. (CO) 351
Rehbichl (MB, RO) 67
Reichenau (KN) 73, 659
Rein-T. (BZ) 264, 269, 270f., 277
Reinswald BZ 240, 245
Reiselfingen FR/D 657
Reisen ED 29
Réit, Cresta di (SO) 410, 412
Réit, Dosso di (SO) 337
Reit im Winkel TS 102
Reiter J. (BZ, TN) 245, 256
Reith T 107, 137
Reither Ache (T) 134
Reither Sp. (T) 103
Reitstein (MB) 64
Renate MI 382
Reno VA 444
Renon BZ → Ritten
Resa, V. (TI) 485
Resaccio, Dosso (SO) 412
Reschen-Ps./Ps. di Resia (BZ) 71, 83, 130f., 137, 139f., 164, 197, 284ff., *289*f., 295, 624f., 632
Reschen-S. (BZ) 287, 290
Resegone, M. = M. Serrada (CO, BG) 331, 352, 355
Resgia (GR) 148
Resverde, M. (SO, BS) 312
Rettenberg SF 35
Reuchenette BE 676
Reuß (UR, LU, ZG, AG) 667f.
Reußenbiel (UR) 600f.
Reutte T 16, 48ff., 53, 136
Révine BL 201
Revo TN 244
Rezzago CO 382
Rézzalo, V. di (SO) 409f.
Rezzo, V. (CO) 339f., 358
Rezzónico CO 383
Rheinfelden AG 618
Rheinquellhorn (GR, TI) 466
Rhein-T., St. Galler (SG, FL, V) 252
Rheinwald (GR) 392, 420, 476, 480, 623
Rhêmes-Notre-Dame AO 552
Rhêmes, V. de (AO) 548, 552
Rhone 463, 618ff., 621, 629, 675
Riale NO *516*
Riascio TI 468, 470
Riazzino TI 436
Ribellasca, V. (TI, NO) 499
Riccomassimo BS 222
Richisauer Chlön (SZ, GL) 664
Ricken-Ps. (SG) 619
Ricuca, P. (TI) 420
Ried T 128, 130, 139f.
Riegsee WM 70
Rieg-S. (WM) 54
Rienz (BZ) 246, *253*, 258, 261*ff.*, 268, 272
Riepen-Sp. (BZ/T) 274
Rieserferner Gr. (BZ, T) 268, *271*, *273*
Rietzer Grieß-Kogel (T) 121
Riffler (T) 124, 126
Rifflkar-Sp. (T) *129*
Rigi-Hochflue (SZ) 621
Rima VC 530, 532, 535
Rimasco VC 530, 532f., 535
Rimella VC 530, 536
Rims (GR) 292
Rims, Lais da (GR) 149f.
Rims, P. (GR) 79f., *148*f.
Rims, Pta. di (GR, SO) 411
Rino BS 321
Rio Bianco, V. di (BZ) 270
Rio di Pusteria BZ 261
Rißegg (BC) *655*
Riß-T. (T, TÖL) 23, 62, 653f.
Rita BZ 277
Ritano M. (BZ) 245
Ritom, L. (TI) 453f., 460
Ritten BZ 197*ff.*, 234, 237, 240, 243f., 252, 258
Riva TN 204, 206, *209*, 215f., 225, 240, 244
Riva-San Vitale TI 369, 372, 374, 422
Riva di Solto BG *313*
Riva di Tures BZ 270*f.*
Riva-Valdobbia VC 534f.
Riva, V. di (BZ) → Rein-T.
Rivalta VI 200
Rivera TI 431
Riviera (TI) 420, 436ff., 455, 464
Rivoli VR 202, 206, 208*f.*, 232, 625
Rixner Nock (BZ) 260
Roana VR 308
Robassomero (TO) 349
Robbiate CO 352
Robiei (TI) 481, 488, 491f.
Rocca Bernacco (BS) 219
Rocca, M. (SO) 412
Rocca Pietra VC 529, *530*, 533
Rocca di Rivoli, M. (VR) 238, 240
Rocchetta (BZ) 232
Roche, La FR 621
Rocky Mountains 578, 580
Rodella, Ps. (BZ) 248
Rodeneck BZ 277
Rodenecker A. (BZ) 260
Rodi TI 451, *453*, 455, 460
Rodond (GR) 476, 478
Röd, P. di (TI) 492
Roen, M. (BZ, TN) 197, 231
Rösa, La GR 405
Rofan-Geb. (T) 95
Rofen-T. (T) 120

Rógeno CO 381
Roggione, M. (SO) 397
Rogno BG 319, 324
Roisan AO 564, 568
Rojen/Roja BZ 286
Rojen-T. (BZ) 288*ff.*
Romagnano TN 238*ff.*
Rombach (GR, BZ) 161, *289,* 294
Romeno TN 240
Ron, V. di (SO) 400
Roncaglia (TI) 345
Ronchi, V. (TN) 202
Ronchini TI 490
Ronco TI *422f.*, 443f.
Róncole VC 536
Roncone TN 224, 227
Roncone, M. (BL) 200
Ronda, Mgna. (NO) 510
Rondadura, P. (GR, TI) 471
Roppen T 108, 115, 122
Rosa dei Banchi (AO, TO) 544
Rosanna (T) 125, 131
Rosatsch, P. (GR) 80, 173, *178*
Rosazza VC 537
Roseg, P. (GR) *184*
Roseg, V. (GR) 80, 173, 179, *185*
Rosengarten (BZ, TN) 229f., 246, 249f.
Rosenheim RO 58, 69, 73, 100, 102ff., 625, 632
Roseninsel (STA) 69f.
Rosim, V. di (BZ) 291
Rossa GR 476
Rossa VC 530
Rossa, V. (SO) 161
Roßbodenstafel VS 519
Rosseben-A. BZ 237
Roßhaupten FUS 50
Rossi, P. dei (GR) 388
Roßkofl (BZ) 268
Rosso, Pne. del (TI, NO) 497
Rosso di Ribia (TI) 498
Roßstein (MB, TÖL) 64
Rossura TI 450f., 453
Roßzähne (BZ) 241
Röt-T. (BZ) 272
Rötl-Sp. (GR, BZ) 292
Rota d'Imagna BG 333
Rote Wand, Gsies (BZ, T) 274
Rote Wand, Prags (BZ) 268
Rote Wand/Roda di Vaél (BZ) 249
Rote Wand (V) 48, 51
Rotenberg (T) 130
Rotenstein (T) 140
Rotentalhorn (TI, NO) 463
Roterd-Sp./Cima di Terrarossa (BZ, TN) 250
Rothwald-Feld (LL) 18
Roticcio GR 388, 391
Rotlech-T. (T) 49f.
Rotmoos (GAP) 55
Rotmoos (T) 133
Rotondo, P. (CO, SO) 398
Rotondo, P. (TI, VS) *461*f.
Rottach (OA, SF) 39
Rottach (MB) 64
Rottach-B. (SF) *39, 43*
Rottacher S. (WOR) 58
Rot-T., Gutenzell (BC) 653,
Rottum BC *655*
Rottweil RW 658
Rotwand (MB) 67
Rotzloch (NW) 639
Rova (BG) 317
Rovagnate CO *353,* 356, 382
Rovana TI *488, 493*f.
Rovasenda V. (VC) 536
Rovato BS 315f.
Rovenna CO 308
Rovera VA 348
Roveredo GR *446f.,* 475, 485
Rovereto TN 202f., 208, 244, 252
Rovesca NO 521
Rovio TI 374
Rudè, V. (GR) 174
Ruden/Gondo VS 518, 526
Rudl-Gräben (BZ) 258, 260
Rüscada, P. di (TI) 492, 497
Ruinas, V. da (GR) 152
Ruinò, V. (TI) 462
Ruitor (AO, Sav.) 628
Rum T 108, 136
Rummeltshausen NU *19*
Runchio NO 426
Runzöl, Sass (GR) 79
Rusenna, P. (GR, BZ) 148
Russenna, P. (BZ, T) 288
Ruthner Horn BZ 271
Rutor, L. du (AO) 558, 563

S. Abbondio TI 444
S. Abbondio, M. di (TI) 428
S. Agata CO 384
S. Agata NO 430
S. Ambrogio BG 361
S. Ambrogio VA 426
S. Ambrogio di Valpolicella VR 216
St. Anton a. Arlberg T 125f.
S. Antonino TI 438, 444, 449, 486
S. Antonio BS 321
S. Antonio GR 402
S. Antonio SO 409
S. Antonio TI 345
St. Apollonia BZ 285
Sta. Barbara, Ps. (VR, TN) 208
St-Barthélemy, V. de (AO) 548, 560ff., 564, 568
S. Bartolomeo BG 333
S. Bartolomeo NO 430
S. Bernardino (GR) 391, 420, 464, 477f., 480ff., 485, 634
S. Bernardino -Villaggio GR 485
S. Bernardino, Torr. (NO) 510
S. Bernardo SO 399
S. Bernardo, M. (CO) 359
St. Bernhard, Gr. (VS, AO) 539, 562f., 564, 566, 569
Sta. Brigida BG 332
S. Candido BZ 260, 262, 274ff.
S. Carlo GR 403
S. Carlo TI 488, 492
S. Carlo, C. (AO) *554,* 566
S. Carlo, V. (NO) 525f.
St. Cassian BZ 265
Sta. Caterina SO 409
St-Cergue VD 619
St. Christina BZ 250
St. Christina T 128
St-Christophe AO 568
S. Cipriano PV 308
S. Colombano 308
S. Croce SO 392
S. Croce, L. di (BL) 201f.
St. Cyprian BZ 250
Sta. Domenica GR 485
S. Elia, M. (VA) 419
S. Emiliano, M. (BS) 310
St. Felix BZ 244
S. Fermo CO 382
St. Gallen SG 73, 609
S. Gaudenzio (GR) 386, 392
St. Georgen BZ 240, 268
St. Gertraud BZ 232, 278
S. Giacomo/St-Jacques AO 548, 568
S. Giacomo e Filippo SO 385
S. Giacomo di Fraéle, L. di (SO) 411f.
S. Giacomo, Ps. di (TI, NO) 460, *462,* 509, 525, 527
S. Giacomo, V. (SO) 384, 390f., 477, 626
S. Giorgio BZ 240, 268
S. Giorgio, M. (TI) 340, 358, *367,* 370f., *376,* 422, *425*
S. Giovanni (TN) 210
S. Giovanni Bianco (BG) 332
S. Giovanni di Germignaga, Torr. (VA) 430
S. Giovanni, V. (NO) 425, 429
S. Giulio, I. (NO) 511, 525
S. Giuseppe SO 397
S. Giuseppe, V. Sermenza VC 532, 535
Sta. Giustina (BZ) 232, 234
St. Gotthard (TI, UR) 426f., 452, 460, 464, 509, 627, 634, 667
St. Hippolyt (BZ) 240, 283ff.
St. Jakob, Ahrn-T. BZ 264, *272*
St. Johann BZ 272, 275
S. Jon, P. (GR) 83, 164
S. Jorio-Ps. (TI, CO) 383, 391, 445*ff.*
S. Jorio, V. (CO) 339, 378, *446*

St-Julien Hte.-Sav. 662, 672
St. Kathrein T 111
St. Konstantin BZ 256
St. Leonhard BZ 266, 277, 279, 286
S. Linert BZ → St. Leonhard
St. Lorenzen BZ 262, 264, 268, 275f.
S. Lorenzo BG *325, 327*
S. Lugano (BZ, TN) 198, 228
St. Magdalena Bozen BZ 234
St. Magdalena Gsies BZ 274, 276
St. Magdalena Villnöß BZ 250
St-Marcel AO 561
Sta. Maria Calanca GR 291f., 294, 475, 485
Sta. Maria Maggiore NO 499ff.
Sta. Maria i. Münster-T. GR *289,* 291, 294, *338*
Sta. Maria Rezzonico CO 357
St. Maria in der Schmelz BZ 281
Sta. Maria V. Mastallone VC 530
S. Marino (BG) 330
St. Martin Ahrn-T. BZ 275
St-Martin AO 548
St-Martin-de-Corléans (AO) 564*f.*
St. Martin Passeier BZ 279, 286
St. Martin in Thurn BZ 266, 277
S. Martino SO 394
S. Martino di Castrozza TN 200
S. Martino, P. (NO) 523
S. Martino, V. (BG) 352*f.*
S. Matteo, Pta. (SO, TN) 232, 410
St. Michael BZ 234
S. Michele BG 352
S. Michele a. A. TN 199
S. Miro al Monte CO 360
St. Moritz GR 79f., 135, 173f., 176, 178, 189f., 337, 625
S. Murezzan, L. da (GR) 173*ff.,* 189
S. Niccolo SO 409
S. Nicolao TI 359
S. Nicolao, V. di (TN) 229
St-Nicolas AO 539, 565
St. Niklaus Ulten-T. BZ 278
St. Nikolaus Überetsch BZ 233
S. Omobono BG 331
S. Osvaldo UD 201
St-Oyen AO 562, 564
St. Pankraz BZ 278
St. Pauls Eppan BZ 234, 252
S. Pellegrino BG 331
S. Pellegrino, V. di TN 229
St. Peter Ahrn-T. BZ 275
St. Peter Meran BZ 285
St. Peter Vinschgau BZ 283
St-Pierre AO 539, 564
S. Pietro CO 367
S. Pietro GR 408
S. Pietro al Monte (CO) 382
S. Pietro in Vallate SO 413
S. Primo, M. (CO) 356f.
S. Reineri SO 411*f.*
St-Rhémy AO 569
S. Rocco BS *222*
S. Rocco SO 412
S. Rocco, Ps. (BS) 221
S. Romerio (GR) 401, 408
S. Salvatore (SO) 413
S. Salvatore VA 348
S. Salvatore, M. (TI) 358, 366, 368, *421f.*
St. Sigmund BZ 261, 276
St. Sigmund T 120, 139
S. Simone TI 343
S. Tomè (BG) 331
St. Ulrich BZ 250, 256*
St. Valentin BZ 284*ff., 289f.*
S. Valentino, Ps. di (VR) 215
St. Veit BZ 267
St. Verena (BZ) 240, *243*
St. Vigil BZ 246, *265,* 277
S. Vigilio VR *212,* 216
S. Vigilio, Pta. (VR) 204
St. Vincent AO 548, 566
S. Vittore Poschiavo GR 408
S. Vittore Mesolcina GR 484f.
St. Walburg BZ 278
S. Zeno TN 242, 681
S. Zeno di Montagna VR 204, 208, 215
St. Zenon BZ 256

Saalach-T. (S, BGD, LF) 23
Saane (BE, VD, FR) 621
Saas Fee VS 600, 678
Saas-T. (VS) 524, 678
Sabbia VC 530f.
Sabbia, V. (BS) 219, 227f., 308
Sabbio BS *209,* 218f., 227f.
Sabbiola, V. (VC) 530f.
Sachsenkam TÖL 64
Saderer T. (T) 130
Säben (BZ) 246*f.,* 253*f.*
Saent, V. dal (GR) 401f.
Sagliains, V. (GR) 152
Sagno TI *354,* 359, 374
Saile (T) 103
Sala TI 374
Sala al Barro CO 375
Salacina, P. (GR) *340,* 388
Saland ZH 662
Salarina, P. (GR) 342
Salarno, V. (BS) 321
Salarsa, Col da (SO, GR) 402
Saldern BZ 279
Sale Marasino BS 314
Salenwang (MOD) 35
Salève, Le (H.-Sav.) 672
Salgen MN 72
Saliente, V. del (SO) 158
Salina, A. (GR) 405
Salins Jura 619
Salle, La AO 549, 564
Salmaser Höhe (SF) 40
Salò BS 199, 204, 206, *209,* 216, 218
Salorino TI 362, 374
Saltarino (BS) 210
Saltauser T. (BZ) 279
Salten (BZ) 198, 234, 237, 242
Saltina (VS) 526
Salurn BZ 232, 240, 242, 244
Salurn-Sp. (BZ) 282
Salussola VC 540
Saluver, V. (GR) 80, 173, 179
Salvarizza, V. (BG) 331
Salzach (S) 28
Salzburg S 69, 71, 102
Samaden/Samedan GR 80, 82, 173f., *187*
Sambuco, V. (TI) 452*f.,* 494
Sambughetto NO 308, 524
Samerberg (RO) 27, 96, 624, 632, 646
Samnaun (GR, T) 130, 145ff., 164, 166
Samolaco SO 379
Sampuoir, V. (GR) 145, 154f.
Sanagra, V. (CO) 339, 358, 383
Sand i. Tafers/Campo Tures BZ 260, 268f., 271, 275, 277
Sanguinera, V. di (BS) 223
Saône (F) *587,* 618, 629
Saoseo, Scima da (GR, SO) *338,* 403, 405
Sapin, V. (AO) 539, 560
Sarasca, V. (GR) 402
Sarca di Campiglio (TN) 227
Sarca di Génova (TN) 227
Sarca-T. (TN) 199, 204, 224f., 231, 244
Sarche TN 224
Sarentino BZ 198, 238, 245
Sarezzo BS 311
Sargans SG 622
Sarine → Saane
Sarlkofel (BZ) 262
Sárnico BG 303, 308, 313, 316, 318, 334, 632
Sarn-T. (BZ) 163, 234, 237f., 240*f.,* 245
Sarntaler A. (BZ) 197
Sarnthein BZ 198, 238, 245
Saronna, V. (GR) 145
Sarre AO 548f.
Sarsura, V. (GR) 151, 168
Sassa, V. (GR) 155, 641
Sassalba, Fcla. (GR) 156
Sassal Masone (GR) 409
Sassello, P. di (TI) 452
Sassina, V. (CO) 343
Sassina, V. (TI) 471, 626

Sasso del Ferro, M. (VA) 426
Sasso Levante (BZ) 229
Sasso Nero (SO) 397
Sasso Nero, Ps. del (TI) 488
Sasso Pelo (CO) 378
Sasso Piatto (BZ) 229
Sasso Remenno (SO) *394*
Sattelberg (T, BZ) 114
Sattelklamm (T) 107
Savallo, Corna di (BS) 311
Savara (AO) 552, 568
Savarenche, V. (AO) 539, 548f., 552
Saviore d'Adamello BS 320
Savoretta, Cima di (SO, BS) 409
Savosa TI 368
Scairolo, V. (TI) 370, 373f., 432
Scale, M. delle (SO) 410, *411*
Scala, Motto della (BS, SO) 321
Scala, V. di (SO) 409
Scaletta-Ps. (GR) 166, 168
Scalino, M. (SO) 397
Scalve, V. di (BG, BS) 312
Scanapà, M. (BG, BS) 312
Scaradra, V. (TI) 470f.
Scereda (TI) 359
Scerscen, P. (GR, SO) *185*
Scesa, Monti della (TI) 485
Schabs BZ 237, 246f., 252f., 264, 275, 294
Schachen (GAP) 31
Schäftlarn WOR 58, 73
Schafberg (V) 51f.
Schaftlach MB 61, *66*
S-chalambert, P. (GR) 83, 148, *150*
Schalderer T. (BZ) 253
Schams (GR) 392
S-chanf GR 79, *167, 169,* 174
Schangnau BE 621
S-charl GR *289*
S-charl, V. (GR) 83, *149f.,* 154ff., 165, *198*
Scharnitz T 58, 62, 73, 107, 135, 137, 139
Schartlkopf (T) 130
Schattwald T 136
Scheggia, P. la (NO) 499
Scheibenberg (BZ) 260
Schera, M. la (GR) 157, 291
Schergenbach (GR/T) 145f.
Schiesone, Torr. (SO) 378
Schildenstein (MB, T) 64
Schinellas, Ova da (GR) 177
Schin-Schlucht (GR) 623
Schio VI 202, 681
Schisarolo, V. (SO) 390
Schlanders BZ 281, 283f., 286
Schlarigna/Celerina GR 79, 174
Schlatt ZH 662
Schlehdorf WM *55,* 73
Schleifenbächle (DS) 657
Schleims-A. (T) 112*f.*
Schlein-S. (FN) 641
Schleis BZ 290
Schlern/Sciliar BZ *243,* 249, 255f.
Schleswig-Holstein D 574, 580, 635ff., 642
Schlierach (MB) 100
Schlier-S. (MB) 16, 65, 67, 73
Schlierseer Berge (MB) 16, 64, 67
Schlinig-Ps. (GR, BZ) 79, *80, 148*ff.
Schlinig-T. (BZ) 288f.
Schluderbach BZ 201, 260, *267*
Schluderns BZ 282f., 288*f.,* 291
Schmieden BZ 262
Schmutter-T. (MN, WER) 18, 20f.
Schnals-T. (BZ) *280,* 282f.
Schnann T 124f.
Schneeberg (BZ) 254
Schneid/Palaccia (BZ) 230
Schönberg T 136f.
Schönberg-J. (SF) 33
Schön-Ferwall (T) 125
Schönramer Filz (TS) 69
Schönwies (T) 133
Schongau SOG 49f., *72*
Schrattenbach OA 33, 39
Schrecken-Sp. (T) 109
Schrofen-Ps. (T, SF) 126
Schruns i. Montafon V 125
Schüpfheim LU 621
S-chüra, V. (GR) 166
Schuls GR → Scuol
Schumbraida, P. (GR, SO) 161, *338,* 411
Schwabmünchen SMÜ 21, 49, 69f.
Schwäbische Alb 623f., 631
Schwaiganger (WM) 24
Schwalbenkofl (BZ) 268
Schwangau FUS 69, 71
Schwarze Wand (BZ) 288
Schwarzenstein (T, BO) 105
Schwarzwald 585, 586, 609, 617ff., 623f., 629ff., 631, 633, 656
Schwaz T 136ff.
Schweinstein-J. (T) 49
Schwenningen VS D 658
Schwialp-Ps. (SZ) 664
Schwyz SZ 622
Scíaga, Monti (TI) 430
Sciáves BZ → Schabs
Scignan, Pian di (GR) 475, 478, 480
Sciora (GR) 337, *387*
Sclanera, V. di (SO) 410
Scopa VC 533, 536
Scopello VC 533
Scuol/Schuls GR 79, 82, 146, *149*f., 154, 163ff., 681
Secca del Vo' (VR) 204
Secco, M. 332
Seceda (BZ) 250
Sedornia, V. (BG) 330
Seefeld T 16, 24, 61f., 84, 103, 107, 137, 139, 624, 631
Seegatterl TS 102
Seekofel (BZ, BL) 267
Seeshaupt WM 60, 110
Seewer Sp. (BZ, T) 279
Seewer T. (BZ) 279
Seez-T. (SG) 252
Seghèbbia CO 339
Segl, L. da/Silser S. (GR) *175ff.,* 391
Segl-Baselgia GR 177, 391
Segl-Maria GR 177
Segnara, V. (NO) 522
Segne, Pian (TI) 472
Segrino, L. di (CO) 356, 362, 375
Seibranz WG 589, 651
Seigne, C. de la (Sav., AO) 539, 560, 566, 568
Seis BZ 249, 255
Seiser A. (BZ) 237, 249, 256f.
Seiva, V. di (AO) 552
Sella (BZ, BL, TN) 202, *229*f., 249*ff.,* 265f.
Sella-J. (BZ, TN) 230, 256
Sella di Fanes, M. (BZ, BL) 264
Sella Nanti (BS) 312
Sella di Sennes, M. (BZ) 264
Séllero, M. (BS, BG) 321
Séllero, V. del (BS, BG) 312
Sellrain (T) 120f.
Seltmans KE 15
Selva Poschiavo GR 402, 406
Selva, La (BG) 326f.
Selvapiana, M. (BS) 227
Selvaplana GR 401
Sementina TI 436
Sementina, V. di (TI) 448
Semione TI 465, 474
Semogo-Valdidentro SO 410
Sena, P. (GR, SO) 404
Senale BZ 244
Senales, V. (BZ) *280,* 282f.
Senges-T. (BZ) 248
Senna Comasco CO 380
Sennes-A. (BZ) 264*f.,* 268
Sennwald SG 661
Sense (BE, FR) 621
Sent GR 146, 165
Senzano BS 314f.
Septimer Ps. (GR) 379, 391, 475, 624, 632
Serdena, V. (TI) 420, 433
Seregno CO 362
Seren, V. di (BL) 200
Serfaus T 130, 140
Seriana, V. (BG) 303, 308f., 326*ff.,* 330, 333f., 413
Seriate BG *304*
Serina, V. (BG) 333

Sério (BG) 309, *325*, 328*ff.*, 633
Sermenza, V. (VC) 530, 532f., 535
Sermiana BZ 285
Sernio SO 409
Seróttini, M. (SO, BS) 312, 321, 409
Serpentine, V. (BL) 200
Serpiano TI 358
Serra (TO, VC) *541f.*, 564
Serrada, M. (BG, CO) → Resegone, M.
Serrata, V. (TI) 369, 372
Serravalle (TI) 474
Sertig-Ps. (GR) 168
Sesia, V. della (VC, NO) 511, 526, 529f., 535f., 564, 591
Sessa TI 373, 375, 428, 439
Séssera, V. (VC) 536
Sesto Calende VA 419, 426f., 436, 443f.
Sesvenna, P. (BZ, GR) 156, *198*, 288*f.*
Sette Comuni (VR) 308
Sette Crocette, Ps. delle (BS) 311
Settimo Vittore TO 540, 542, 564, 566
Settsass (BZ, BL) 265
Sévesco (CO, MI) 348, *354*
Sexten/Sesto BZ 275
Sextener T. (BZ) 260, 274
Sézegnin GE 672, 675
Sfazù GR 408
Sgiu, Cima (TI) 470
Siebeneich BZ 242
Sierre VS 621
Sighignola, M. (CO, TI) 339, 358
Sigmundskron BZ 239, 245
Signal de Bougy (VD) 670
Signau BE 645
Silandro BZ 281, 283f., 286
Silberen (SZ) 664
Silber-T. (V) 125
Silbertaler Winterjöchl (V, T) 125
Sill-T. (T) 84, *89*, 91, 103, 111, *114f.*, 137
Sils-Baselgia GR 177, 391
Sils-Maria GR 177
Silser S. (GR) 175ff., 391
Silvaplauna GR 177
Silvaplauna, L. da (GR) 176f.
Silvester T. (BZ) 237, *262*f.
Silvretta (GR, V, T) 124f., 127, 146, 152, 164, 632
Silz T 137
Simme (BE) 670
Simming-A. (T) 112
Simplon-Dorf VS 517f., 520, 526
Simplon-Ps. (VS) 463, 507, 520f., 525f., 679
Sindelsdorf WM 60, 72
Sinestra, V. (GR) 140, 147, 152, 154
Singine (FR) → Sense
Sirmian BZ 285
Sirmione VR 204, *209*, 216
Sirti, M. (VA) 428
Sissone, V. (SO) *397*f.
Siusi BZ 249, 256
Skandinavien 573ff., 606
Slingia, V. di (BZ) 288f.
Sluderno BZ 283f., 288*f.*, 291
Soana, V. (TO) 569
Soazza GR 477, 485
Sobretta, M. (SO) 409f.
Sóbrio TI 420, 448f.
Socraggio, V. (NO) 500
Soè, V. (SO) 385
Sölden T 118, 133, 139, 625
Soglio GR 385f., 391
Soi, V. (TI) 466, 469
Soile-S. (GAP) 55
Soladino TI 496
Soladino, V. di (TI) 490
Solagna VI 200
Solbiate CO 351
Solcun, V. (GR) 402
Solda BZ 284, 291
Solda, V. (BZ) 282, 291
Solda, V. (CO) 339, 358, 375, 626
Solduno TI 436, 438, 443
Sole, P. del (TI) 451, *453*f.
Sole, Ps. di (TI) 452, 455
Sole, V. di (TN) 197, 210, 231f.
Solferino MN 215
Soliva, Cima (BG, SO) 330
Solto BS 324
Solto Collina (BG) 318
Someo TI 488, 490
Somma Lombardo VA 419
Sommo, Ps. del (TN) 200
Sonceboz BE 676
Soncha, V. (GR) 154
Sondino, Corno di (BS) 310f.
Sóndalo SO 409, 413
Sondrio SO *393*, 395, *399*, 412f.
Sónico BS 321, 324
Sonnenburg (BZ) 262, 275, 277
Sonn-J. (T) 109
Sonnwend-J., Hinter (T) 67f.
Sonogno TI 486, 488, 496
Sonthofen SF 15, 40*ff.*
Sonvico TI 374
Soral GE 671f.
Sorba, V. (VC) 530, 534f.
Sordevolo VC 538
Sórico CO 352
Soriso NO 510
Sornico TI 496
Sortiva BL 200
Soste SO 390, 392
Sosto (TI) *468f.*
Sottoceneri (TI) 206, 372f., 480
Sottoguda BL 230
Sours, Las (GR) 181
Sozzione, V. (BS) 322
Spadolazzo, P. (GR, SO) 390
Spagna, Piano di (CO, SO) 379
Spaichingen TUT 658
Spalavera, M. (NO) 507
Speck-B. (EIH) 68
Sperrbach (SF) 47
Spesse sul Po PV 308
Spiazzo TN 244
Spinale, M. (TN) 231
Spinas GR 172
Spinelli, C. di (BG) 332
Spinges BZ 237, 264
Spingeser A. (BZ) 259
Spiriti, Pta. degli (BZ, SO) 411
Spiß T 166
Spitzbergen (N) 610
Spitzing-Sattel (MB) 65, 105
Spizoni, M. (TN) 203
Splügen GR 392
Splügen-Ps. (GR, SO) 391f.
Spöl-T. (GR, SO) 81f., 150f., 158, 161, 164ff., 406
Sponde, Ri delle (TI) 490
Spriana SO 395
Spronser T. (BZ) 285
Spruga TI 501
Spuller-S. (V) 48, 51f.
Stabels, T. (GR) 292
Stabio TI 343, 346, 348, *354*, 362, 370, 373
Stäg/Ponte NO 527
Stafelwald/Fondovalle NO 508f., 513, 525, 527
Staffel-S. (WM) 54
Stammer-Sp. (GR) 145
Stampa GR 173, 386, 388, 391
Stans T 137f.
Stanz T 139
Stanzer T. (T) 124ff., 140
Starleggia, V. di (SO) 390
Starlex, P. (GR, BZ) 156, 197*f.*, *289*, *293*f.
Starnberg STA 28, 54, 58, 60, 624
Starnberger S. (STA) 16, *22*, 24, 26, 58, 60, 69f., 102, 110
Staudenplatte (SMÜ, MN, A) 18
Staufen-B. (A, WER) 20f.
Staufner-B. (SF) 40
Stavèl TN 232
Staz, L. da (GR) 173*ff.*
Steeg T 51
Stegen/Stegone BZ *261*, 276
Steibis (SF) 33
Stein a. Rh. SH 659
Steinach a. Brenner T *111*, 136
Steinbach-T. (TÖL) 61
Steinberg a. Rofan T 110, 681
Steingaden SOG 25f., 50

Steinhaus Ahrn-T. BZ 271f.
Steinheim NU 35
Steinlach STA 54
Steinrig (T) 108
Stella, Corno (SO, BG) 331
Stelle delle Sute, M. (TN) 200
Stelvio, Giogo dello (SO, BZ) → Stilfser J.
Sténico TN 216, 227
Sterlas, P. da las (GR) 181
Sterzing BZ 245, 247f., 251f., 281, 286
Steyr O *655*
Stilfes BZ 248, 252, 295
Stilfs/Stelvio BZ 284, 289, 291
Stilfser J. (BZ, SO) 197, 284, *338*, 391, 411
Stillach-T. (SF) 42f., 46, 48
Stivo, M. (TN) 202, 208*f.*
Stoffers-B. (LL) 18
Storo TN *209*, 216, 222
Strada GR 79, 165
Strambino TO 542
Straubing SR 70
Strega, P. di (TI, GR) *465*, 476
Strengen T 124
Stresa NO 425, *427*ff., 443f., 511
Stretta, La (GR, SO) 81
Stretta, A. la (GR) 180
Stretto, Ps. (CO) 339
Strigno TN 200, 240
Strona NO 436, 511
Strona, V. (VC) 536*f.*, 634
Strona, V. (NO) 308, 426, 429, 507f., 510f., 524ff.
Stubai-T. (T) 111ff., 114, 119f., 136
Stubaier Alpen (T) 109, 133, 625
Stuben (V) 126
Stüra, V. da (GR) 149
Stuetta SO 390
Stufels BZ 236, 253
Stura di Lanzo (TO) 349
Stuttgart-Cannstatt 649
Subersach (V) 33
Suchello, M. (BG) 333
Suches, Les (AO) *554*f.
Süs GR → Susch
Sugana, V. (TN) 199f., 208, 228, 240, 242, 244, 625, 632
Suino TI 430
Sulden BZ 284, 291
Sulden-T. (BZ) 282, 291
Sulzano BS 314
Sulzberg (AG) 645
Sulzberg V 660
Sulzberger S. (KE) 39
Sulzkopf (TÖL) 61
Sundgau (H.-Rh.) *587*, 618, 629, 633
Suóssa (GR) 477f., 481, 484
Surettahorn (GR, SO) 337, 390, 633
Surlej GR 177
Susa, V. di (TO) 564
Susasca, V. (GR) 151
Susauna, V. (GR) 166*ff.*
Susch GR 79, 82, 148, 150f., 154, 157, 165
Susten (BE, UR) 463, 656
Suvretta da S. Murezzan (GR) 173, 179
Suvretta da Samedan (GR) 172
Sylvenstein-S. (TÖL) 23, 60

Tabiago CO *355f.*
Tadega-J. (BZ) 264
Tafeljura 585, *588*
Taisten/Tésido BZ 258, 260, 276
Talai (BZ) 290
Talamona SO 380, 413
Taleggio, V. (BG) 332
Talfer (BZ) 197, 238, 252
Tamangur (GR) 156
Támaro, M. (TI) 422, *424*, 428, 430f., 449
Tambò, P. (GR, SO) 337, 390, 633
Tamores, V. di/Rau-T. (BZ) 264*f.*
Taneda, P. (TI) 459
Tannenberg (SG) 617, 629, 633
Tannheim T 35, 50
Tannheimer Geb. (FUS, T) 16, 35, 49
Tannheimer T. (T) 138
Tantermozza, Spi da (GR) 82
Tantermozza, V. (GR) 166
Tarasp GR 147, *150*, 154, 164f.
Tarentaise (Sav.) 568
Tarlenta (BZ) 232
Tarrenz T 95, 115, 136f.
Tarsch/Tarres BZ 281
Tártano, Ps. di (SO, BG) 332
Tártano, V. di (SO) 343, 380, 398
Tartsch/Tarces BZ 283*ff.*, 286
Tasna, Fcla. da (GR) 126
Tasna, V. (GR) 152, 164f.
Tauben-B. (MB) 61, *66*
Tauferer T./V. di Tures (BZ) 260f., 264, 268, 275, 277
Taufers/Tures BZ 286, *289*, 294
Taufers i. M./Tubre BZ 156
Taverne TI 374, 431
Tavernerio CO *354*f., 359, 362
Tavérnole BS 311
Tavetsch (GR) 656, 667
Tavrü, P. (GR) 156, 291
Tea Fondada, L. da (GR) *160*f.
Tea Fondada, P. (GR, SO) 411
Tea Fondada, V. da (GR) 161
Tefels/Telues BZ 252
Tegern-S. (MB) 16, *22*, 64, *65f.*, 73
Tegernseer Berge (MB) 16, 64
Teglio SO 399, *401*, 412f.
Tegna TI 436, 490, 497, 501
Telenék, M. (BS, BG) 321
Telfes T 136
Telfs T 81, 84, *88*, *107*, 136, 138
Telo, V. (CO) 366, 378
Temù BS 321
Tenda, C. di (CN, A.-M.) 322
Tenero TI 436, *439*, 485
Tengia TI 450
Teo, P. dal (GR, SO) 404f.
Teodone BZ 264, 268, 276
Terenten/Terento BZ 259, 268, 277
Terlago TN 199, 231, 242, 244
Terlan BZ 244f.
Termeno BZ 240, 324
Termine TI 430
Termine, V. (TI) 454, 464
Terri, M. (JU) 620
Terri, P. (GR, TI) 470
Tersiva, Pta. (AO) 549, 551
Terza, P., Münster-T. (GR, BZ) 155, *293*
Terza, P., Zernez (GR) 157, 161
Tesido/Taisten BZ 258, 260, 276
Tésimo/Tisens BZ 283ff.
Tesserete TI 368, 373f., 442
Tessin (TI, NO, VA) → Ticino
Testa Grigia (AO) 546, 561
Tête Blanche (VS, AO) 562
Tête des Hommes (AO) 544
Tête de Rutor (AO) *554f.*
Teufelsgraben (WM) 58*f.*
Teufwinkel (GL/SG) 666
Texel-Gr. (BZ) 234, 283
Thairy H.-Sav. 672
Thaur T 136
Theodul-Ps. (VS, AO) 569
Thier-S. (T) 94, 109
Thiersee Ache (T) 67, 109
Thörigen BE 621
Thovex AO 554
Thuile, La AO *554*f., 566, 569
Thuile, V. de la (AO) 549
Thuins BZ 248
Thun BE 670
Thurn, Ps. (T, S) 134
Thur-T. (SG, TG, ZH) 659
Thusis GR 622
Tiarno di Sopra TN 207
Tibet 610
Ticino (TI, NO, VA) 419, 425ff., 437f., 460, 463f., 496, 627, 648, 667
Tiefencastel GR 623
Tiefkar-Sp. (GAP, T) 62
Tierno TN *203*
Tiers/Tires BZ 242, 258
Tierser T./V. di Tires (BZ) 249
Tignolino, P. (NO) 499
Tilly AO 546
Timmels-J. (BZ, T) 284, 286

Timmels-T. (T) 279
Timmels-T., Passeier- (BZ) 279
Timoline BS 316
Timun, P. (GR, SO) 390
Tione TN 216, 224f., 227f.
Tirano SO 337*f.*, 395, 399, 401, 408f., 413
Tirol, Dorf BZ 278, 282, 285
Tiroler Ache (T, TS) 97, 109
Tisens BZ 283ff.
Tivano, Piano del (CO) *357*
Toblach BZ 247, 260, *262*f., 274ff.
Toc, M. (TN) 202
Tocco, V. di (SO) 409
Toce (NO) 436, 463, 500, 507*ff.*, 512f., 525ff., 627
Tocena NO 501
Tochenhorn (VS) 507
Todtmoos SAK 656
Töll BZ 284
Tösens T 128, 130, 139f.
Töß-T. (ZH) 662
Tofane (BL) 268
Toffino, M. (TN) 207
Toffo CO 361
Tögano, M. (NO) 429, 499*f.*
Toggia, V. (NO) 508, 513f., 527
Tollegnaz AO 546
Tollegno VC 538
Tom, L. di (TI) *454*
Tombe, V. di (BG) 313f., 316
Tomè, V. (TI) 494
Ton, P. del (NO) 521
Tonale-Ps. (BS, TN) 231, 312, 318ff., 322, 324, 625
Torché, Becca AO 546
Torena, M. (BG, SO) 324
Torgnon AO 560
Tornago (BG) 303
Torni SO 390
Torno CO 343, 359, 383
Tornone BS 221
Toro, M. (BG, SO) 332
Torre TI 474
Torre de Busi BG 352
Torre di S. Maria SO 396
Torrezzo, M. (BG) 313, 318
Torri del Benaco VR 216
Torricella TI 371
Torsoleto, M. (BS) 321
Torta, V. (GR) 148f., 151, 166f.
Torta, V. (TI) 462
Tortona AL 444
Toscolano, V. (BS) 206*f.*, 209, 216, 221*f.*
Tradate VA 348f.
Trafoi BZ 291
Trafoier T. (BZ) 291
Trains-J. (T, MB) 67
Trais Linguas, P. da las (GR, BZ, SO) 292
Traithen, Gr. (RO) 67, 104
Tramin/Termeno BZ 233, 240, 324
Trana TO 434, 543, 564
Traona SO 393, 413
Trasquera NO 526
Tratenbach-T. (TÖL) 61
Trauch-B., Hoher (FUS) 49
Traun-S. (O) *655*
Traunter Ovas (GR) 172
Travaglia, V. (VA) *423*, 424, 429, 627
Travata BS 219
Traversagna, V. (GR) *447*
Travignolo, V. di (TN) 228
Travorno, Monti di (TI) 433
Tre Croci (BL) 249
Tre Croci, M. (CO) *354*
Tre Signori, Corno dei (TN, BS, SO) 231f., 322, 410
Tre Signori, Picco dei (BZ, T) 272
Tre Signori, P. dei (SO, BG, CO) 331f., 363, 398
Treffauer (T) 102
Trela, Casine di (SO) 412
Trela, Ps. di V. (SO) *159*, 166, 337
Trelina, Bocch. di (SO) 412
Tremalzo, M. (BS, TN) 207, *209*, *221*
Tremezzo CO 352, 377
Tremoggia, P. (GR, SO) *176*, 397
Trémola, V. (TI) 420, 460f.
Tremoncelli, Corno (SO, BS) 312
Tremorgio, L. (TI) *453*, 456
Tremorgio, Pne. di (TI) *453*
Tremósine BS 206, 208, 216
Trens/Torrentes BZ 252
Trento TN 71, 199, 208, 214, 216, 225, 228, 231, 238, 240, 242, 244, 625, 632
Tresa-T. (TI, VA) 368f., 424, 426, 428, 430, 444, 627
Tresa, V. (BG) 309
Trescolmen, P. de (GR) 477
Tresenda SO 394, 413
Tresero, P. (SO) 410
Tresivio SO 412f.
Tresnico BS 208
Trettach-T. (SF) 43, 46
Trevano CO 362
Treviglio BG *304*, 333f.
Treviso Bresciano BS 228
Treviso VE *201*
Trezzo d'Adda (MI) 382
Triángia SO *399*
Triangolo Lariano (CO) 342, *357*, 360, 375, 383
Triazza, V. (GR) 154
Tribulaun (T, BZ) *112*, 197, 248
Trient → Trento
Trièves (Isère) 673f.
Trigl, V. (GR) 156
Trins T *112*, 136f., 248
Trisanna (T) 131, 139f.
Trobaso NO 510
Trómpia, V. (BS) 310, 311, 315, *317*
Troncone (NO) 521
Trontano NO 499ff., 512
Trosa, Cima della (TI) 430, 485
Trupchun, V. (GR) 82, 166*ff.*,
Truzzo, Bacino del (SO) 390
Tschamin-T. (BZ) 249
Tschanatscheij, C. (BZ) 255
Tschanberg (BZ) 248
Tschars BZ *280*, 284, 286
Tschengls BZ 281ff., *289*
Tscherms/Cermes BZ 286
Tschierv GR *289*, 292*ff.*
Tschimas da Muottas (GR) 79, 192
Tschirgant (T) 84, 102, 115, *121*
Tschirlander Bach BZ 280
Tschlin GR 147, 165, 289
Tschöfels BZ 251
Tschögglberg (BZ) 197, 245
Tschötsch BZ 252
Tschötscher Heide (BZ) 283
Tschüffer, P. (GR) *180*, 192
Tschüvel, V. da (GR) 168
Tsenteleina, Pte. (Sav., AO) 552
Tuatti, Cima (BZ) 232
Türkenfeld FFB 54
Türkheim MN 20, 49, 69, 71
Tumpen T *116*f.
Tuoi, V. (GR) 152
Tuors, V. (GR) 172
Turbenthal ZH 662
Tures, V. di (BZ) → Tauferer T.
Turettas, P. (GR) 161, 292
Turgi AG, 619, 630
Turin TO 543, 564, 566
Turlo, C. del (NO, VR) 526
Turtmann-T. (VS) 647
Tux T 139
Tuxer J. (T) 137
Tuxer T. (T) 105
Twann BE 651

Uccellera, M. (CO) 362
Uccello, P. (GR) 478, 480
Ucia, M. (BS) 310
Ueberetsch (BZ) 234ff., 240, 243, 252
Uetliberg (ZH) 664
Uertsch, P. (GR) *169*
Ufhusen LU 645, 669
Uggiate CO *354*, 362
Uhlenberg (A) 20, *21*
Uina, V. d' (GR) 82f., *147f.*, 154, 164
Ulm UL 47f., 653
Ulten-T./Ultimo, V. d' (BZ) 231f., 244, 277*f.*, 283

Umbrail, P. (GR, SO) 157, 197, 292, *338*
Umbrail-Ps. (GR, SO) 294, 411
Umhausen T *116,* 119
Umlach-T. (BC) *655*
Ums BZ 249
Unchio NO 510
Unsere Liebe Frau i. Walde BZ 244
Unstrut Thüringen 31
Unterammergau GAP 56
Unterangerberg T 136
Unterberg-T. (BZ) 249
Unterengadin (GR) 79f., 83, 140, 145*ff.,* 164, *289,* 295, 681
Unterföhring M 30
Untergurgl T 118, 133
Unterhaching M 70
Unterjoch SF 35, 42, *44*
Unterkirchen T 107
Unterperfuß T 88
Unterpfauzen-W. (BC) 652
Unterplanken BZ 258, 274
Untersee (TG, KN) 659
Unterwald/Foppiano NO 525, 527
Unterweidach T 107
Untrasried (MOD) 33
Unutz (T) 85, 109
Uomo, Ps. dell' (TI) 452*ff.,* 460, 464
Ur, Ps. d' (GR, SO) 398
Urago d'Oglio BS 333
Urbeleskar-Sp. (T) 50
Urezzas, V. d' (GR) 152
Urg-T. (T) 128
Urgen T 140
Urgnano BG 334
Uriezzo NO *513f.*
Urnavas → Ornavasso NO
Urschai, V. (GR) 152
Urse, V. d'(GR) 401
Ursera, P. (GR) 404, 406
Urseren (UR) 463, 656, 667f.
Ursprung-Ps. (MB, T) 16, 67f., 84, 105, 631
Urtier, V. d' (AO) 552
Urtióla, V. (BZ) 294
Usedi, V. (TI) 450
Uster ZH 644
Utèr, P. (GR) 181
Uttenheim BZ 268, 275f.
Uznach SG 643

Vacallo del Toro (TI) 494
Vaccaregio, M. (BG) 332
Vacche, V. delle (BZ) 287
Vadena → Pfatten BZ 242, 681
Vadès, P. dals (GR) 156
Vadret, P. (GR) 192
Vagney Vosges 656
Vago, V. (SO) 158, 160
Vahrn BZ 248, 253
Vaiolet, V. di (TN) 230
Vaiont UD 201f.
Vairano, Monti di (TI) 428
Val, La/Wengen BZ 277
Valalta BG 328
Valbondione (BG) 330
Valbrona CO 356, 362, 382
Valchava GR 157, *289, 293*ff.
Valcuvia (VA) 343, *423*f., 426, 428f.
Valdaora BZ 262, 268, 276
Valdidentro (SO) 410
Valdo NO 514
Valdoie-Chagey (H.-S.) 656
Valdúggia VC 511, 536
Valdurno (BZ) 238
Valeille, V. di (AO) 552
Valepp MB 64
Valfredda (VR) *213*
Valfredda, Pta. (AO) 546, 548
Valfurva SO 409
Valganna (VA) 424, 428f., 432
Valgella SO 412
Valgrisenche AO *553,* 568
Vallássina (CO) 343, 382
Vallazza (TN) 228
Vallella, P. della (TI) 460
Vallember (GR) *167*
Vallon, Cima del (SO) 386
Vallorca (SO) 409
Vallorcha (GR) 147
Vallorgia (GR) 168
Vallüla (V, T) 124
Valluga (V, T) 126
Vallunga (T) 51f.
Valmadrera CO 343, 356, 361, 363, 375
Valmaggina (TI) 445
Valmalza, P. (SO) 409
Valmianaz AO 550
Valmora, Cima (BG) 332
Valmorea CO *354*
Valnontey AO *550f.*
Valpelline (AO) 560, 562*ff.,* 568
Valpiana BG 333
Valsássina (CO) 339, 342, 346, 352, 361, 363ff., 375, 384
Valserberg (GR) 478
Valsolda (TI) 362, 367, 422
Valstagna VI 200
Valtellina (SO) → Veltlin
Valtournenche (AO) 560f., 568
Valtravaglia (VA) 428
Vandoies di sopra BZ 261, 275
Vandoies di sotto BZ 261, 275f.
Vannino, V. (NO) 514
Vanzone BG 352
Vanzone NO 523
Varadega, M. (SO, BS) 337
Varallo VC 529f., 533, 535f.
Varallo Pombia NO 419
Varano VA 543
Varella (BZ) 265
Varenna CO 382, 384
Vareno, C. di (BS, BG) 312
Varera TI 433
Varese VA 343f., 346ff., 351f., 419, 422, 424*ff.,* 585, 626, 634
Varese, L. di (VA) *425, 427*f., 430, 432, 434, 543, 627
Varesotto (VA) 210, 362, *427*f., 432, 434, 543
Varneza (GR) 667
Varrone, V. (CO) 342f., 352, 361, 363, 375
Varuna, P. (SO, GR) 403, *405*
Varusch, Ova da (GR) *167*f.
Varzo NO 517, 526
Vau, V. (GR) 157, 197, 291*ff.*
Vaüglia, V. (GR) 168
Veddasca, V. (VA, TI) *422, 424,* 428, 430, 434, 436
Vedeggio, V. (TI) 343, 368ff., 374f., 420, 424, 429, 431, 433, 626, 633
Vedetta Alta (BZ) 232, *278*
Vedla, Col dla (BZ) 255
Veglia, A. (NO) 517, 526
Vegno NO 512
Vegornèss, V. (TI) 486f.
Vela, La TN 238, 240
Vélan, M. (VS, AO) 562
Velill-A. (T) 126
Vellano TI 447
Veltlin (SO) 163, 245, 284, 337, 343, 358, 370, 379f., 382f., 392ff., 398f., 408f., 412f., 627, 632f., 633
Vendullo, V. del (BG) 332
Venediger, Gr. (S, T) 119, 133, 260
Venerócolo, Pta. del (BS) 322
Venet-B. (T) 83, 102
Venezia, Cima (TN) 231
Veni, V. (AO) 539, 556*ff.*
Venina, V. di (SO) 333, 399
Venosta, V. → Vinschgau BZ
Vent T 103, 139, 284
Venter T. (T) 118, 120
Ventina, A. (SO) 398
Verano MI 352, 356
Verbania NO 420, 425, 429, 444, 507ff., 512
Verbois GE 672
Verceio SO 384
Vercors (Isère, Drôme) 674
Verda, V. (GR) 166
Verdabbio GR 477
Verdasio, V. (TI) 499
Verdello BG 333f.
Verdinser Platten-Sp. (BZ) 279
Vergeletto, V. di (TI) 497f., 501
Vergiate VA 426
Vermunt (V, T) 127

Vernagt-S./Vernago, L. di (BZ) 282
Vernagt-Sp. (T) 128
Verney, L. (AO) 556
Vernier GE 671
Verona VR *209,* 238, 625, 681
Veroneser/Berner Klus (VR) 208
Verra, V. di (AO) 548
Verrand AO 549
Verrayes AO 564
Verrès AO 548, 566, 568
Verscio TI 490, 501
Versil-Sp./P. Rots (GR/T) 126
Versil-T. (T) 126
Verstanclahorn (GR) *153*
Vertain-Sp. (BZ) 291
Vertosan, V. de (AO) 539
Vértova BG 328
Verzasca, V. (TI) 420, 438, 448, 476, 485ff., 494, 496, 627
Verzel, Pta. di (TO) 539
Vesio BS 206
Vespero, Pne. di (TI) 460, *461*f.
Vestignè TO 542
Vestone BS *209,* 219ff., 228
Vesul-Sp. (T) 126f.
Vetta Ron (SO) 400
Vezia TI 431
Vezio TI 421
Vezza d'Oglio BS 312, 321
Vezzana, Cima della (TN) 228
Vezzano TN 240
Viadanica BG 313
Vial, P. (TI) 471
Viamala (GR) 623
Viano GR 401
Viasco VA 428
Vico Morcote TI 374
Vicosoprano (GR) 386, 383, 391f.
Vidazze sul Lambro MI 308
Videgger Sp. (BZ) 279
Vierer Sp. (GAP) 31
Vierwaldstätter S. 464, 621
Viganello TI 358
Vigano S. Martino BG 308, 333
Vigezzo, V. (NO) 420, 444, 498*ff.,* 507, 512, 525, 627, 634
Viggiù VA 359, 362, 419
Vigino NO 522
Vigo di Fassa TN 230, 246
Vígolo Vattaro TN 199
Vill BZ 248, 261
Vill T 137
Villa AO 546
Villa TI 464
Villa d'Adda BG 351ff., 361
Villa d'Ogna BG *325*f., 328, 330
Villa Ottone/Uttenheim BZ 268
Villaccia SO 413
Villadossola NO 521, 525f.
Villanderer B (BZ) 235ff., 253*f.*
Villanders BZ 248, 252
Villabassa/Niederdorf BZ 260, 275f.
Villanuova sul Clisi BS 227
Villard-de-Lans Isère 674
Villasola BG 361
Villefranche AO 548
Villeneuve AO 549, 564
Villnößer T. (BZ) 250, *254*
Villongo S. Filastro BG 308
Vils T 35, 49, 138
Vilser Alpen (T, FUS) 16, 35
Vils-T. (T) 42
Vinadi (GR) 146
Vinschgau (BZ) 164, 197, 245, 276, 280ff., 291, 294f., 681
Vintl/Vandoies BZ 276
Viola, Ps. da V. (GR, SO) 410
Viola, V. (GR) *403,* 410
Viola, V. (SO) 410*ff.*
Vióz, M. (SO, TN) 410
Vira TI 444
Vira, V. di (TI) 422
Visigna CO 359
Visper T. (VS) 568
Vitello, Corno (AO) 546f.
Vittorio Véneto BL 201f., 625
Viverone, L. di (VC) 542f., 564
Vivione, Ps. di (BG) 312
Vlou, Becca di (AO) 546
Vnà GR 165
Vobarno BS 218f., 227f.
Vocca VC 530*f.*
Völlan BZ 240
Völs/Fiè BZ 243, 256, 258
Völs T 88, *89,* 136
Völser Aicha BZ 252
Völser T./V. di Fiè (BZ) 249
Vöslau N/A 31
Vogesen (F) 585, *586,* 589ff., 607, 617, 620, 623f., 631, 633, 656
Voglans Sav. 673
Vogna, V. (VC) 534
Vogogna NO 508, 525
Vogorno TI 486, 496
Volders T 136, 137
Vomperloch (T) 90
Vons, Lai da (GR) 392
Vorarlberg (A) 137
Vorderrhein-T. (GR) 463f., 474, 481, 667
Vorderriß (TÖL) 23, 32
Vorderseer Sp. (T) 51
Vrenda (BS) 218f.

Waakirchen MB 61, *66*
Wägi-T. (SZ) 664
Waidbruck BZ 198, 255
Waidring T 102
Walburgen-T. (BZ) 268*f.*
Walchen-S. (TÖL) 16, *22*f., 33, 54*ff.,* 60, 62, 139
Walch-S. (T) 94, 101, 109
Walchwil ZG 669
Wald T 122
Waldshut WT 618, 629
Walen-S. (SG, GL) 622, 666
Walgau (V) 139
Walkerting RO 102
Wallberg (MB) 64
Wallgau GAP 16, *22*f., 54f., 60, 62, 73
Wallis 540, 548, 619ff., 627f., 634, 638, 647, 668
Walser T., Gr. (V) 15, 48, 51
Walser T., Kl. (V) 15, 43, 46, 48, 126
Walten BZ 279
Waltenhofen OA 39
Wandfluhhorn (TI, NO) 491, 513
Wangen a. Aare BE 621
Wangen b. Bern BE 621
Wangl-Sp. (T) 105
Wannig (T) 111
Wanns BZ 279
Wannser T. (BZ) 279
Warngau MB 61
Wartberg O *655*
Warth V 15, 125, 138
Warthausen BC *655*
Wasserburg WS 100f., 632
Wattens T 136
Wauwilermoos (LU) 669
Waxeck-A. (T) 106
Wechsel (MB) 64
Wegscheidel (OA) 34
Weigl hinterm Holz FS 29, 31
Weilheim WM 54, 69, 110
Weißach (MB) 64
Weißache (T) 103
Weißenbach BZ 271
Weißenbach T 34, 48ff.
Weißenbach-T. (BZ) 269f., 277
Weißenhorner Roth-T. (NU) 35, 653
Weißensee FUS 35
Weißes Riepl (BZ) 281
Weißkugel (BZ, T) 287f.
Weitenkarkopf (T) 122
Weitnauer T. (OA) 33
Welsberg/Monguelfo BZ 258, 260, 262, 274f.
Welschellen BZ 277
Welschnofen BZ 246, 249
Wendelstein (MB, RO) 67*f.,* 103f.
Wengen BZ 277
Wengener T. (OA) 33
Wertach (Allgäu) 16, 18*ff.,* 35, 40, 42, *44,* 49
Wessobrunn WM 54, 73

Wetterstein-Geb. (T, GAP) 31, 55, 58, 107f., 111
Wettingen AG 645
Wielenbach BZ 276
Wielenbach WM 72
Wiesen/Prati BZ 248
Wiggensbach OA 34, *37*, 72
Wildberg ZH 662
Wilder Freiger (T) 113
Wilder Kaiser (T) *95*, 102
Wilder Kasten (T) 51, *53*
Wildgall (BZ) *273*f.
Wildgrat (T) 122, 124
Wildgruben-Sp. (T) 51
Wildmoos (T) 118, 120, 133
Wildmoos-S. (T) 108
Wildschwaige M 30
Wildsee-Sp. (T, BZ) 114
Wilparting RO 73
Wilten T 71, 135, 137f., 244
Wilzhofen WM 71
Windau-T. (T) 94
Winterstettenstadt BC *655*
Winterthur ZH 662
Wörgl T 22, 94, 109f., 136ff.
Wörth-S. (STA) 54
Wolfendorn (T, BZ) 114
Wolfgang GR 667
Wolfratshausen WOR 60f.
Wolfsthurn BZ 252
Wolhusen LU 621
Wolkenstein BZ 250, 255
Würm (STA, M) 28
Würm-S. (STA) → Starnberger S.
Würz-J. (BZ) 255
Wutach-T. (WT) 342, 657
Zahmer Kaiser (T) 94*f.*, 101ff., 109
Zambana TN 238, 242
Zambla Alta BG 332
Zambla, C. di (BG) 333
Zams T 136, 138f.
Zamsergrund (T) 106, 249
Zandobbio BG 303, 308
Zanica BG 333f.
Zapporthorn (GR) 476, 478
Zaumberg (SF) 33
Zay-T./V. di Zai (BZ) 291
Zeblas (GR) 145
Zebrù, M. (SO, BZ) 409
Zebrù, V. dello (SO) 410
Zeda, M. (NO) 429, 501
Zeifen LF 646
Zeinis-J. (V, T) 127, 131
Zelbio CO *357*
Zell LU 669
Zell a. d. Speck EIH 68
Zell a. Ziller T 105, 138
Zemmergrund (T) 134
Zermatt VS 647f.
Zerminger Sp. (BZ) 281
Zernez GR 79, 150f., 157, 162, 165ff., 197
Zeznina, V. (GR) 154f.
Ziegel-B. (NU) 33, 652
Ziegelbrücke GL 622
Ziller-T. (T) 105f., 137, 139, 277
Zillertaler Alpen (T, BZ) 84, 105, 134, 271f.
Zillis GR 392
Zimone VC *541*
Zinal VS 601
Zirl T 84, 88f., 103, 108, 136f., 146
Zocca della Nove (CO) 358
Zött, L. del (TI) 488, 492
Zoggler Staus. (BZ) 278
Zogno BG 331, 333
Zoldo, V. di (BL) 201f.
Zollhaus DS 657
Zorneding EBE 30
Zucchero, M. (NO) 425
Zucchero, M. (TI) 486, 494
Zucchero, P. (TI) 497
Zürcher Oberland 580, 611, 644
Zürich 581, 585, 588ff., 594, 664
Zürich-S. 591, 622, 630, 644, 662f.
Zürser T. (V) 52
Zufritt-Sp. (BZ) 281
Zuger S. (SZ, ZG) 622
Zuglio UD 275
Zugna Torta (TN) 202*f.*,
Zugspitze (GAP, T) *57*f.
Zuort, V. (GR) 154
Zuoz GR 82, 151, 166, 169, *171*, 173f.
Zupò P. (GR, SO) *188*
Zusam (MN–DON) 19
Zusamzell WER 19
Zusmarshausen A 21, 71
Zwergern (TÖL) *56*
Zwieselberg (TÖL) 60
Zwieselstein T 120
Zwischbergen VS 517f., 526

Die in der Tasche beigefügten Vergletscherungskarten des Areals zwischen Chambéry und Innsbruck, Freiburg i. Br. und Mailand entstanden im Laufe von über zwei Jahrzehnten. Verschiedene Assistenten haben dabei die Aufnahmen von Feldkarten und geologischen Karten auf eine Grundlage 1:400000 übertragen. Sodann hat mein Sohn STEFAN versucht, diese zu vervollständigen sowie die verschiedenen Zeichen-Darstellungen etwas anzugleichen. Den Herren Prof. E. SPIESS und H. STOLL vom Kartographischen Institut der ETH, F. WEBER, Murten FR, und CH. WÜTHRICH, Seftigen BE, sowie Herrn G. MERKLE vom Graphischen Betrieb ORELL FÜSSLI in Zürich danke ich für die letzte Ausarbeitung. Oft mußten allerdings, vor allem auf der Karte der spätwürmzeitlichen und holozänen Eisrandlagen, mehrere Stände weggelassen oder zusammengefaßt werden. Um einzelne Randlagen überhaupt darstellen zu können, bedurfte es oft bedeutender Übertreibung und großzügiger Vereinfachung.

Stärker geraffte Abkürzungen in Literaturzitaten

Abh.	Abhandlungen
AFEQ	Ass. franç. Etude Quaternaire
AGS	Atlas géologique de la Suisse 1:25000
Ann.	Annalen, Annales
Arch. Genève	Archives des Sciences Physiques et Naturelles de Genève
AS	Actes de la Société
ASA	Anzeiger f. Schweiz. Altertumskde.
Ass.	Association
B.	Bulletin, Bollettino
BA	Bundesanstalt
Beitr.	Beiträge, Geol. Karte Schweiz
Ber.	Berichte
BHM	Bernisches Historisches Museum
Bl.	Blatt, Blätter
BRGM	Bur. Recherches géol. min.
CG	Carte géologique, Carta geologica
Cgr.	Congrès, congress
CGS	Commission Géologique Suisse
CNRS	Centre Nat. Recherches Scientif.
CR	Compte(s) Rendu(s)
CR S phy HN	Compte rendu de la Société Physique et d'Histoire Naturelle de Genève
Csp	Carte spéciale
DA	Diplomarbeit (unveröffentlicht)
DEUQUA	Deutsche Quartärvereinigung
Doc.	Documents
Ecl.	Eclogae geologicae Helvetiae
E+G	Eiszeitalter und Gegenwart
Erg.	Ergänzung(en, s-)
Erl.	Erläuterungen
ETHZ	Eidg. Techn. Hochschule Zürich
Fac., Fak.	Faculté, Faculty, Fakultät
Flle(s), Fo.	Feuille(s), Foglio
F., Förh.	Förening, Förhandlingar
G, g	Geologie, geologisch
G.	Giornale
GAS	Geolog. Atlas der Schweiz 1:25000
GC	Geological Congress
GG	Geologische Gesellschaft
Ggr., ggr.	Geographie, geographisch
GH	Geographica Helvetica
GK	Geologische Karte
Glkde.	Gletscherkunde
GR	Geologische Rundschau
GS	Geological Society
GSpK	Geologische Spezialkarte
GV	Geologische(r) Verein(igung)
H.	Hefte
Hdb.	Handbook, Handbuch
HN	Histoire naturelle
HV	Historische(r) Verein(igung)
I	Institut(e)
INQUA	Internat. Quartär-Association
J.	Journal
Jb.; Jber.	Jahrbuch; Jahresbericht(e)
Jh.	Jahresheft(e)
LA	Landesanstalt, Landesamt
Lab.	Laboratoire, Laboratorium
L+T	Bundesamt für Landestopographie
Mag.	Magazine
Mat.	Mat. Carte Géol. Suisse
Mbl.; Mh.	Monatsblatt; Monatsheft(e)
Mędd., Mitt.	Meddelingen, Mitteilungen
Mém., Mem.	Mémoires, Memorie(s)
Mus.	Museum, Musée
N., n.	Neue(s)
natf., natw.	Naturforschend, -wissenschaftlich
N. expl.	(avec) Notice explicative
NF	Neue Folge
NG	Naturforsch., Naturwiss. Gesell.
Njbl.	Neujahrsblatt
NS	Neue Serie, nouvelle série
P., p.	Paläontologie, paläontologisch
Palgr.	Palaeontographica
PPP	Palaeoggr., -climatol., -ecol.
Proc.	Proceedings
Rech.	Recherches
Rep.	Report(s)
Repert.	Repertorium
Rev.	Revue, Review
Rübel	Geobotanisches (Forschungs-) Institut Rübel (ETH) Zürich
Sci.	Science(s), Scienze
SG	Société géologique, Società geologica
SGK	Schweiz. Geologische Kommission
SGU	Schweiz. Ges. f. Ur- und Frühgesch.
SISN	Società italiana Scienze naturali
SMPM	Schweizerische Mineralogische und Petrographische Mitteilungen
SN	Sciences naturelles, Scienze naturali
SNG	Schweiz. Naturforsch. Gesellschaft
Soc.	Société, Società, Society
SPS	Société Paléontologique Suisse
U.	Universität, Université
UFAS	Ur- und frühgeschichtliche Archäologie der Schweiz
UFS	Ur- u. Frühgeschichte der Schweiz
Vh.	Verhandlung(en), Verhandelingen
Vjschr.	Vierteljahrsschrift der Naturforschenden Gesellschaft Zürich
VSP	Vereinigung Schweizerischer Petrol.-Geologen und -Ingenieure
Z.	Zeitschrift
ZAK	Zeitschrift für Schweizerische Archäologie und Kunstgeschichte
Zbl.	Zentralblatt
ZGG	Zeitschr. Gletscherk. Glazialgeol.

Eiszeitalter

von Prof. Dr. René Hantke

Die jüngste Erdgeschichte der Schweiz und ihrer Nachbargebiete

Band 1

Klima, Flora, Fauna, Mensch. Alt- und Mittel-Pleistozän. Vogesen, Schwarzwald, Schwäbische Alb, Adelegg

1978. 468 S., 122 Tafeln, davon 14 farbig, 91 Zeichnungen, Karten und Tabellen, 4 Faltkarten. Leinen.

Das Klima im Laufe der Erdgeschichte
Zur Erforschungsgeschichte des Eiszeitalters
Klimaanzeigende Ablagerungen und Erosionsformen
Die Pflanzenwelt
Die Entwicklung der Tierwelt
Der Mensch und seine Kulturen
Pliozän, Alt- und Mittel-Pleistozän
Die Riß-Eiszeit
Die Würm-Eiszeit und das Holozän
Tektonische Bewegung im Quartär
Die außeralpinen Vereisungsgebiete im N der Schweiz

Band 2

Letzte Warmzeiten, Würm-Eiszeit, Eisabbau und Nacheiszeit der Alpen-Nordseite vom Rhein- zum Rhone-System

1980. 704 S., 277 Abb., wovon 19 vierfarbig. 4 Faltkarten. Leinen.

Der Rhein-Gletscher
Der Linth/Rhein-Gletscher
Der Reuß-Gletscher
Das Areal zwischen Aare/Reuß und Aare/Rhone-Gletscher
Der Aare-Gletscher
Das Areal zwischen Aare- und Rhone-Gletscher
Der Rhone-Gletscher

Band 3

Vorliegender Band

Die Presse schreibt:

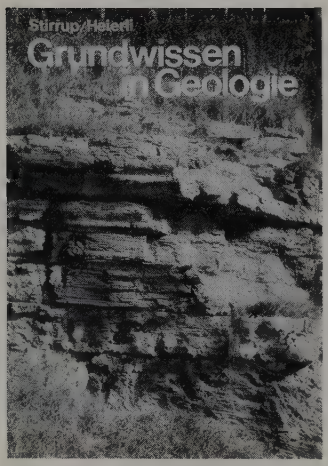
Hantke, Dozent an der ETH Zürich, hat mit dieser dreibändig geplanten umfangreichen Ausgabe auf jeden Fall ein hervorragendes Standardwerk geschaffen.
Heinz Meißner in «Der Karinthin»

Es ist Prof. Hantke gelungen, den immensen Stoff in brauchbarer Raffung und auch für Nicht-Geologen in anregend lesbarer Form darzulegen.
L. Mazurczak in «Die Alpen»

OTT VERLAG THUN

Lieferbar in allen guten Buchhandlungen Deutschlands, Österreichs und der Schweiz

Neuerscheinungen, die demnächst in der erdwissenschaftlichen Reihe des Ott Verlags Thun erscheinen werden.



Martin Stirrup / Hans Heierli

Grundwissen in Geologie

Ein Lehr- und Lernbuch auf elementarer Basis

Eine allgemein verständliche Einführung in die Geologie, aus dem Englischen übersetzt und auf mitteleuropäische Verhältnisse umgearbeitet von Prof. Dr. Hans Heierli.

Ca. 250 Seiten, ca. 220 Abbildungen, Figuren und Tabellen. Leinen.

Richard V. Dietrich / Brian J. Skinner

Die Gesteine und ihre Mineralien

Ein Einführungs- und Bestimmungsbuch

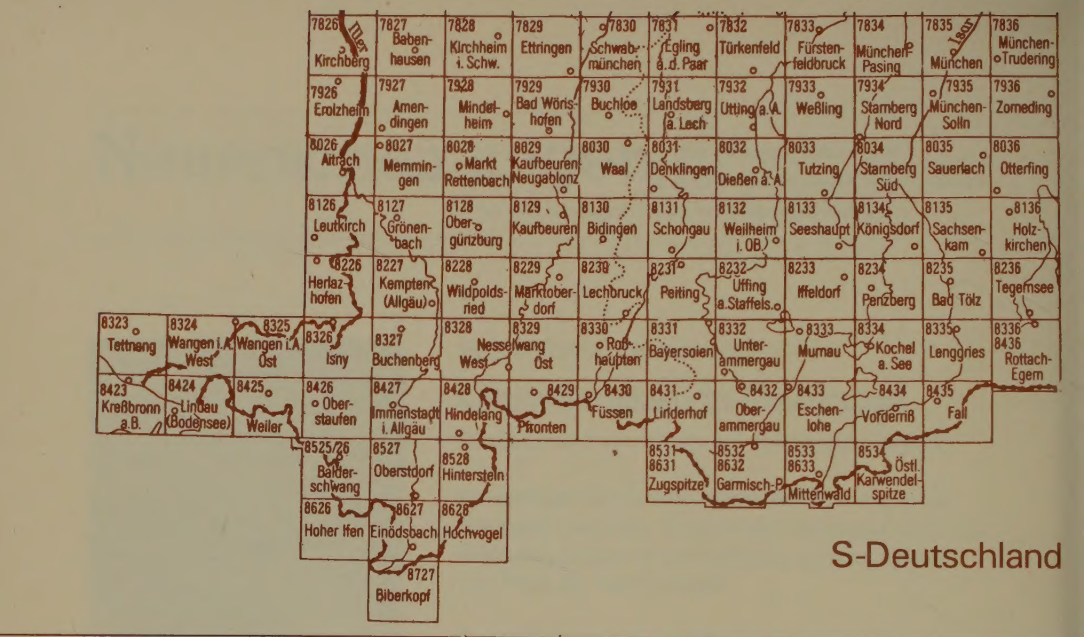
Dieses Werk befaßt sich im wesentlichen mit den Gesteinen. Der Leser lernt die mineralische Zusammensetzung kennen, ihre Entstehung und ihre Klassifizierung. Schließlich wird er mit den Möglichkeiten der Gesteinsbestimmung *ohne* Polarisations-Mikroskop und ohne aufwendige chemische Untersuchungen vertraut gemacht.

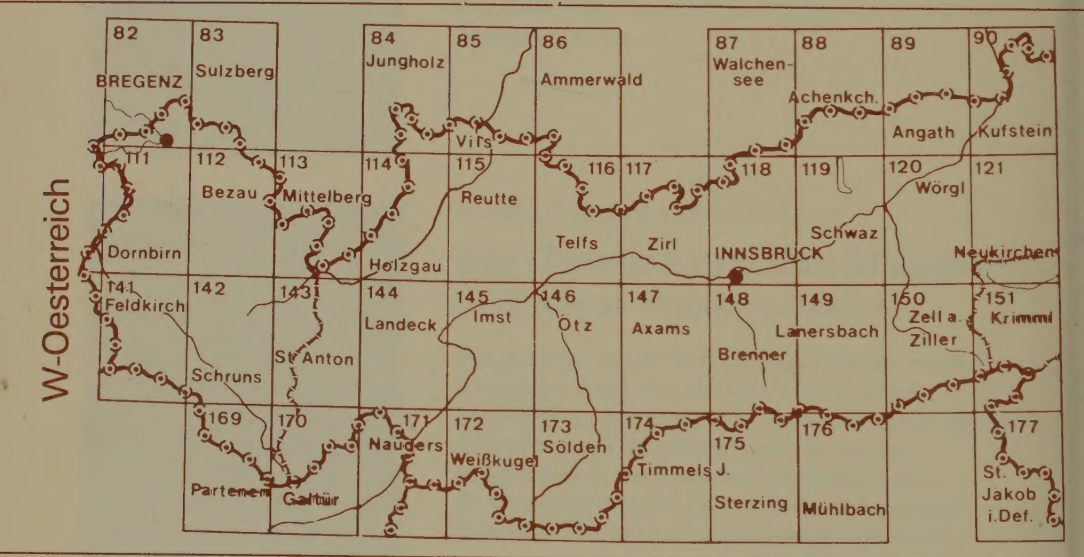
Ca. 360 Seiten, 83 Figuren, 62 Skizzen, 53 Tabellen. Leinen.

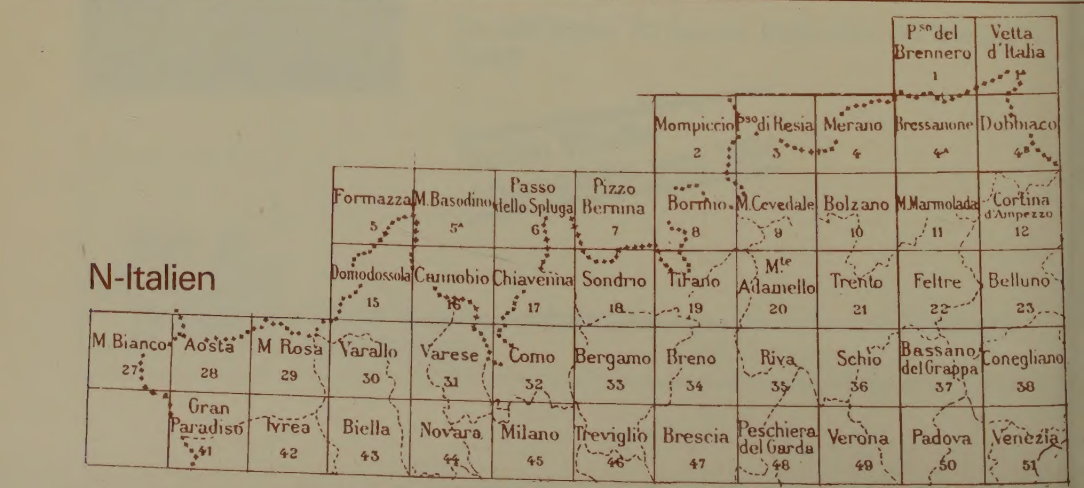
Beide Werke erscheinen erst 1984

OTT VERLAG THUN

Lieferbar in allen guten Buchhandlungen Deutschlands, Österreichs und der Schweiz


7826 Kirchberg
7827 Babenhausen
7828 Kirchheim i. Schw.
7829 Ettringen
7830 Schwabmünchen
7831 Egling a. d. Paar
7832 Türkenfeld
7833 Fürstenfeldbruck
7834 München-Pasing
7835 München
7836 München-Trudering
7926 Erolzheim
7927 Amendingen
7928 Mindelheim
7929 Bad Wörishofen
7930 Buchloe
7931 Landsberg a. Lech
7932 Utting a. A.
7933 Weßling
7934 Starnberg / Nord
7935 München-Solln
7936 Zorneding
8026 Aitrach
8027 Memmingen
8028 Markt Rettenbach
8029 Kaufbeuren-Neugablonz
8030 Waal
8031 Denklingen
8032 Dießen a. A.
8033 Tutzing
8034 Starnberg Süd
8035 Sauerlach
8036 Otterfing
8126 Leutkirch
8127 Grönenbach
8128 Obergünzburg
8129 Kaufbeuren
8130 Bidingen
8131 Schongau
8132 Weilheim i. OB.
8133 Seeshaupt
8134 Königsdorf
8135 Sachsenkam
8136 Holzkirchen
8226 Herlazhofen
8227 Kempten (Allgäu)
8228 Wildpoldsried
8229 Marktoberdorf
8230 Lechbruck
8231 Peiting
8232 Uffing a. Staffelsee
8233 Iffeldorf
8234 Penzberg
8235 Bad Tölz
8236 Tegernsee
8323 Tettnang
8324 Wangen i. A. West
8325 Wangen i. A. Ost
8326 Isny
8327 Buchenberg
8328 Nesselwang West
8329 Nesselwang Ost
8330 Rothaupten
8331 Bayersoien
8332 Unterammergau
8333 Murnau
8334 Kochel a. See
8335 Lenggries
8336 Rottach-Egern
8423 Kreßbronn a. B.
8424 Lindau (Bodensee)
8425 Weiler
8426 Obersteufen
8427 Immenstadt i. Allgäu
8428 Hindelang
8429 Pfronten
8430 Füssen
8431 Linderhof
8432 Oberammergau
8433 Eschenlohe
8434 Vorderriß
8435 Fall
8525/26 Balderschwang
8527 Oberstdorf
8528 Hinterstein
8531 Zugspitze
8532 Garmisch-P.
8533 Mittenwald
8534 Östl. Karwendelspitze
8626 Hoher Ifen
8627 Einödsbach
8628 Hochvogel
8727 Biberkopf
S-Deutschland


W-Oesterreich
82 BREGENZ
83 Sulzberg
84 Jungholz
85 Vils
86 Ammerwald
87 Walchensee
88 Achenkch.
89 Angath
90 Kufstein
111 Dornbirn
112 Bezau
113 Mittelberg
114 Holzgau
115 Reutte
116 Telfs
117 Zirl
118 INNSBRUCK
119 Schwaz
120 Wörgl
121 Neukirchen
141 Feldkirch
142 Schruns
143 St. Anton
144 Landeck
145 Imst
146 Ötz
147 Axams
148 Brenner
149 Lanersbach
150 Zell a. Ziller
151 Krimml
169 Partenen
170 Galtür
171 Nauders
172 Weißkugel
173 Sölden
174 Timmels
175 J. Sterzing
176 Mühlbach
177 St. Jakob i. Def.


N-Italien
P.so del Brennero 1
Vetta d'Italia
Mompiccio 2
P.so di Resia 3
Merano 4
Bressanone
Dobbiaco
Formazza 5
M. Basodino 5a
Passo dello Spluga 6
Pizzo Bernina 7
Bormio 8
M. Cevedale 9
Bolzano 10
M. Marmolada 11
Cortina d'Ampezzo 12
Domodossola 15
Cannobio 16
Chiavenna 17
Sondrio 18
Tirano 19
Mte Adamello 20
Trento 21
Feltre 22
Belluno 23
M. Bianco 27
Aosta 28
M. Rosa 29
Varallo 30
Varese 31
Como 32
Bergamo 33
Breno 34
Riva 35
Schio 36
Bassano del Grappa 37
Conegliano 38
Gran Paradiso 41
Ivrea 42
Biella 43
Novara 44
Milano 45
Treviglio 46
Brescia 47
Peschiera del Garda 48
Verona 49
Padova 50
Venezia 51